

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA**

**MEDIÇÃO DO CONTEÚDO DE UMIDADE DE SOLOS
USANDO A TÉCNICA DA
REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO**

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA À UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM ENGENHARIA MECÂNICA**

CARLOS GONZALO LARROSA RODRIGUEZ

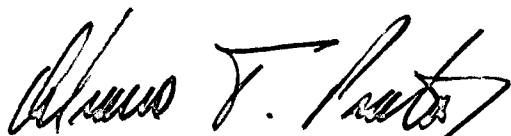
FLORIANÓPOLIS, ABRIL DE 1996

**MEDIÇÃO DO CONTEÚDO DE UMIDADE DE SOLOS USANDO A TÉCNICA DA
REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO**

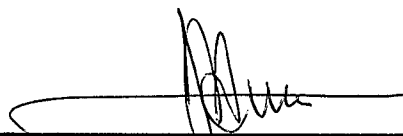
CARLOS GONZALO LARROSA RODRIGUEZ

Esta dissertação foi julgada adequada para a obtenção do título de
MESTRE EM ENGENHARIA

ESPECIALIDADE ENGENHARIA MECÂNICA, ÁREA DE CONCENTRAÇÃO ENGENHARIA E
CIÊNCIAS TÉRMICAS, APROVADA EM SUA FORMA FINAL PELO CURSO DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA



Prof. Álvaro Toubes Prata, Ph.D.
(Orientador)

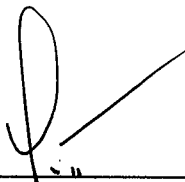


Prof. José A. Bellini da Cunha Neto, Dr.
(Co-orientador)



Prof. Antônio Fábio Carvalho da Silva, Dr. Eng.
(Coordenador de Curso)

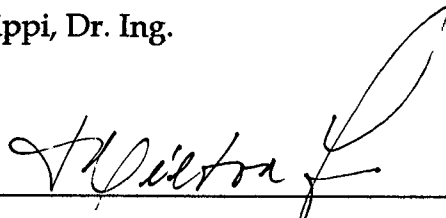
BANCA EXAMINADORA:



Prof. Paulo César Philippi, Dr. Ing.
(Presidente)



Prof. Vicente de Paulo Nicolau, Dr.



Prof. Milton A. Zaro, Dr. Eng.

Dedico este trabalho aos meus pais,
Eduardo Alberto Larrosa Bequio
e Alma Ruth Rodriguez Ibarra de Larrosa

À Kellen

AGRADECIMENTOS

Aos professores Álvaro Toubes Prata e José Antônio Bellini da Cunha Neto pela orientação, dedicação e participação efetiva em todas as fases do trabalho.

Ao professor Antônio Fábio Carvalho da Silva que, como coordenador do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, dedicou uma atenção especial na compra de equipamentos indispensáveis na execução desta pesquisa.

Aos acadêmicos e amigos Gilney A. B. Palhares e Válder H. G. Ravagnani que participaram da montagem e execução de todos os experimentos executados.

Aos técnicos Edvaldo Brandílio Reinaldo e Milton Pedroso Seifert pelo apoio na elaboração das bancadas experimentais.

Aos professores, engenheiros e técnicos do Laboratório de Usinagem (USIMAQ), Laboratório de Mecânica de Precisão (LMP), Laboratório de Soldagem (LABSOLDA), Laboratório de Materiais (LabMat), Fundação CERTI e Laboratório de Projeto (LP), pela construção e montagem das bancadas experimentais, e pelo fornecimento de materiais e equipamentos.

Aos meus amigos Adalberto Romalino da Cunha, Lucimar Pereira, Kátia Cordeiro Mendonça e, em especial, ao Fred Lacerda Amorim e Etney Neves que tive a oportunidade de conhecer e admirar durante o período de execução deste trabalho, contribuindo de forma fundamental no meu desenvolvimento pessoal.

SUMÁRIO

RESUMO _____ ix

ABSTRACT _____ x

NOMENCLATURA _____ xi

LISTA DE FIGURAS _____ xiv

LISTA DE TABELAS _____ xvii

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO _____ 1

CAPÍTULO 2 - CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS _____ 8

 2.1. Introdução _____ 8

 2.2. Relações Mássicas e Volumétricas dos Constituintes do Solo _____ 11

 2.3. Transferência de Umidade Em Meios Porosos Insaturados _____ 13

 2.4. Solos Estudados _____ 17

CAPÍTULO 3 - REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO _____ 20

 3.1. Princípio Físico _____ 20

 3.2. Medição de Umidade em Meios Estratificados _____ 26

 3.3. Tipos de Sonda _____ 28

 3.3.1. Linhas de Transmissão Balanceadas _____ 28

 3.3.2. Linhas de Transmissão Desbalanceadas _____ 31

CAPÍTULO 4 - BANCADA DE CALIBRAÇÃO E PROCEDIMENTO

 EXPERIMENTAL _____ 33

 4.1. Revisão Bibliográfica _____ 33

4.2. Descrição da Bancada Experimental	41
4.3. Metodologia Experimental	44
4.4. Resultados Obtidos	48
4.4.1. Curvas de Calibração	48
4.4.2. Parâmetros Geométricos	54
4.5. Discussão e Conclusões	57
4.5.1. Curvas de Calibração	57
4.5.2. Parâmetros Geométricos	59

CAPÍTULO 5 - MONITORAMENTO DE FRENTES DE UMIDIFICAÇÃO

5.1. Introdução	61
5.2. Descrição da Bancada Experimental	62
5.3. Metodologia Experimental Empregada	64
5.3.1. Experimentos Estáticos	64
5.3.2. Experimentos Dinâmicos	64
5.4. Resultados Obtidos	65
5.4.1. Experimentos Estáticos	65
5.4.2. Experimentos Dinâmicos	69
5.5. Discussão e Conclusões	73
5.5.1. Experimentos Estáticos	74
5.5.2. Experimentos Dinâmicos	75

CAPÍTULO 6 - PERMEABILIDADE DOS SOLOS

6.1. Introdução	78
6.2. Método de Whisler et alii, 1968	82
6.3. Descrição da Bancada Experimental	87
6.4. Metodologia Experimental Empregada	90
6.5. Resultados Obtidos	91

6.6. Discussão e Conclusões	99
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	104
7.1. Conclusões	104
7.2. Recomendações	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
APÊNDICES	115
APÊNDICE A - ANÁLISE DAS INCERTEZAS DE MEDIÇÃO	116
A.1. Introdução	116
A.2. Metodologia Adotada	118
A.3. Formulação Matemática	120
A.4. Análise de Incertezas dos Experimentos	122
A.4.1. Experimentos a Umidade Constante	123
a) Análise de incerteza de K_a	123
b) Análise de incerteza de V	124
b) Análise de incerteza de θ_v	125
A.4.2. Experimentos de Infiltração	127
a) Determinação de Frentes de Umidificação	127
b) Método de Whisler et alii, 1968	128
b1) Equação cúbica	129
b2) Equação de Van Genuchten	131
APÊNDICE B - OBTENÇÃO DAS INCERTEZAS DE MEDIÇÃO DO COMPRIMENTO APARENTE DA SONDA	133
APÊNDICE C - CALIBRAÇÃO DAS BALANÇAS	135
APÊNDICE D - CALIBRAÇÃO DAS SONDAS	137
APÊNDICE E - CORREÇÃO DA ESTUFA DE 70° C	138
APÊNDICE F - PROGRAMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS	139

RESUMO

Neste trabalho se utiliza a técnica da reflectometria no domínio do tempo para a medição do conteúdo de umidade de solos. Inicialmente se desenvolve uma bancada experimental com o propósito de se obter a curva de calibração que relaciona o conteúdo de umidade do solo com sua constante dielétrica. Para os solos artificiais estudados neste trabalho a relação obtida difere bastante das relações encontradas na literatura para solos naturais. Devido ao grande número de ensaios realizados e à utilização de cinco configurações diferentes de sonda, foi possível verificar a influência da geometria da sonda na resposta do equipamento. Prosseguiu-se com a obtenção do conteúdo de umidade de solos com degraus de umidade bem definidos. São realizados experimentos estáticos e de infiltração. Verificou-se que é possível determinar a posição onde ocorre a maior variação do conteúdo de umidade e a umidade média de uma das camadas, quando a umidade da outra camada é conhecida. Uma vez que a dinâmica de resposta do equipamento e a curva de calibração do solo estudado são estabelecidas, verificou-se a viabilidade de se determinar a permeabilidade desse solo como uma função do seu conteúdo de umidade. Utilizou-se o método de infiltração horizontal proposto por Whisler et alii (1968). Os resultados foram comparados com as informações disponíveis encontradas na literatura. Devido ao tipo de metodologia usada, foi possível determinar a permeabilidade do solo correspondente a faixa de saturações entre 4 % e 60 %. Concluiu-se o trabalho salientando a versatilidade da técnica da reflectometria no domínio do tempo e enfatizando que, apesar dessa técnica vir sendo utilizada nos últimos 20 anos, apresenta diversas potencialidades que podem ser desenvolvidas.

ABSTRACT

In the present work the time domain reflectometry is used to measure the water content of soils. Initially a specific bench is developed to obtain the calibration curve that yields the relationship between water content and the soil dielectric constant. For the artificial soils explored in the work the obtained relationship is rather different from the relationships encountered in the literature for natural soils. Due to the large number of experiments carried out and the utilization of five different configurations of probes, it was possible to check the influence of the probe geometry in the equipment response. In the sequence, it is obtained the water content of soils with well defined moisture steps. Static and infiltration experiments were performed. It was observed that it is possible to determine the position which occurs the maximum moisture variation and the mean water content of one layer, when the water content of the other layer is well known. Once the dynamic response of the equipment and the calibration curve of the used soil have been established, it was verified the viability of determining the permeability of the soil, as a function of the water content. The horizontal infiltration method proposed by Whisler et alii (1968) have been used. The results were compared with available information found in the literature. Due to the kind of methodology used, it was possible to obtain values of permeability corresponding to saturations of 4 % to 60 %. The work is concluded stressing the versatility of the time domain reflectometry and emphasizing that, although this technique has been used for twenty years, several potentialities are yet to be developed.

NOMENCLATURA

A_s	Área superficial ativa do solo		(m^2)
c	Velocidade da onda eletromagnética no vácuo	3×10^8	(m/s)
d	Diâmetro das hastes		(m)
$D(\theta)$	Difusividade hidráulica		(m^2/s)
$D_{\theta l}$	Difusividade isotérmica do líquido devida a gradientes de umidade		(m^2/s)
e	Fração de vazios		
g	Aceleração da gravidade		(m/s^2)
h	Potencial hidráulico		(m)
$h\%$	Umidade percentual ou teor de umidade		
j	Raiz de -1		
j_l	Fluxo mássico de líquido por unidade de área		(kg/m^2s)
K'	Parte real da constante dielétrica		
K''	Perda dielétrica		
$K(\theta)$	Condutividade hidráulica		(m/s)
K^*	Constante dielétrica complexa ou permissividade relativa		
K_a	Constante dielétrica aparente		
K_{sat}	Condutividade hidráulica de saturação		(m/s)
L	Comprimento da sonda		(m)
L'	Comprimento aparente da sonda		(m)
L_r	Posição de ruptura do cabo		(m)
L_s, L'_s	Comprimentos real e aparente da camada seca		(m)

L_u, L'_u	Comprimentos real e aparente da camada úmida	(m)
M_a	Massa da água	(kg)
M_s	Massa dos grãos sólidos	(kg)
M_t	Massa total de solo (água + grãos sólidos)	(kg)
p	Pressão ou pressão sobre a fase gasosa	(N/m ²)
p_g	Pressão aplicada na fase gasosa	(N/m ²)
p_l	Pressão aplicada na fase líquida	(N/m ²)
q	Fluxo isotérmico de líquido	(m/s)
S	Distância entre eixos	(m)
s	Solo seco	
$S\%$	Percentual de Saturação	
t	Tempo	(s)
u	Solo úmido	
V	Velocidade de propagação do pulso no meio	(m/s)
V	Voltagem	(V)
V'	Velocidade aparente de propagação do pulso	(m/s)
v'	Velocidade relativa aparente de propagação do pulso	
V_0	Voltagem característica do pulso	(300 mV)
V_a	Volume ocupado pela água	(m ³)
V_{ar}	Volume ocupado pelo ar	(m ³)
V_s	Volume ocupado pelos grãos sólidos	(m ³)
V_t	Volume total de solo (poros + grãos sólidos)	(m ³)
V_v	Volume de vazios (poros)	(m ³)
x	Coordenada na direção longitudinal	
y	Coordenada na direção transversal	

z	Coordenada vertical	
Z	Impedância da linha	(Ω)
Z_0	Impedância característica do cabo coaxial	(50 Ω)
ρ	Coeficiente de reflexão	
σ	Condutividade elétrica na frequência zero	(S/m)
λ	Condutividade térmica	(W/mK)
ω	Frequência angular	(rad/s)
ε	Porosidade do solo	
ψ	Potencial matricial	(N/m ²)
θ	Umidade do solo	
ε_0	Permissividade do vácuo	8,85×10 ⁻¹² (F/m)
κ ou κ_l	Permeabilidade do meio ao líquido	(m ²)
κ_{rl}	Permeabilidade relativa do líquido	
κ_{sat}	Permeabilidade de saturação	(m ²)
ρ_g	Massa específica média dos grãos sólidos	(kg/m ³)
ρ_l	Massa específica do líquido	(kg/m ³)
ρ_s	Massa específica aparente a seco	(kg/m ³)
θ_m	Densidade de umidade	(kg/m ³)
θ_v	Conteúdo de umidade	(m ³ /m ³)

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Aspecto microscópico de um meio poroso.	8
Figura 2.2 - Visão microscópica de um meio poroso com a finalidade de classificação dos tipos de água presentes (Caputo, 1988).	10
Figura 2.3 - Relações mássicas e volumétricas entre os constituintes do solo.	11
Figura 2.4 - Curvas granulométrias dos solos estudados.	19
Figura 3.1 - Diagrama esquemático da técnica da reflectometria do domínio do tempo aplicada na medição do conteúdo de umidade de solos.	20
Figura 3.2 - Traço típico para a água (sonda de 80,7 mm de comprimento).	21
Figura 3.3 - Traço obtido para camada seca antecedendo camada úmida.	26
Figura 3.4 - Tipos de sondas balanceadas: a) sonda de 2 fios; b) sonda de placas paralelas.	29
Figura 3.5 - Sonda de placas paralelas com terminação em curto (Chudobiak et al., 1978). Medidas em centímetros.	30
Figura 3.6 - Sonda com impedâncias artificiais. Descontinuidades preenchidas com um dielétrico conhecido.	30
Figura 3.7 - Sonda de três hastes para os ensaios de infiltração. Dimensões em milímetros.	32
Figura 4.1 - Curvas de calibração mais comuns.	40
Figura 4.2 - Esquema ilustrativo da bancada experimental.	41
Figura 4.3 - Base de alumínio para as hastes do RDT.	43
Figura 4.4 - Curva de calibração $\theta_v \times K_a$ do <i>backfill</i> . Ajuste cúbico.	49
Figura 4.5 - Curva de calibração $\theta_v \times 1/V$ do <i>backfill</i> . Ajuste linear.	49
Figura 4.6 - Curva de calibração $\theta_v \times K_a$ do das areias grossa e fina e gráfico de dispersão do <i>backfill</i> 2.	50
Figura 4.7 - Comparação entre curvas de calibração de solos com texturas e densidades muito distintas..	52
Figura 4.8 - Comparação entre as curvas de calibração das sondas de base retangular, base circular e curva de Topp et al. (1980)..	53

Figura 4.9 - Comparação entre os traços obtidos pelo RDT quando se varia a distância entre hastes (30, 24,5 e 17,3 mm). Mesmo conteúdo de umidade (solo seco). Solos: backfill e areia fina.	54
Figura 4.10 - Comparação entre os traços obtidos pelo RDT quando se varia o comprimento das hastes (250, 150 e 80 mm). Mesmo conteúdo de umidade. Solo backfill.	55
Figura 4.11 - Comparação entre as curvas de calibração de sondas quando é variado o comprimento das hastes. Solos: backfill e areia grossa.	55
Figura 4.12 - Comparação entre as curvas de calibração de sondas quando é variada a distância entre hastes. Solos: backfill e areia fina.	56
Figura 5.1 - Definição do conteúdo de umidade crítico.	61
Figura 5.2 - Bancada para os ensaios de infiltração horizontal.	63
Figura 5.3 - Traços típicos do RDT. Camadas seca-úmida e úmida-seca.	66
Figura 5.4 - Comparação entre os valores reais e os valores medidos pelo RDT.	67
Figura 5.5 - Conteúdo de umidade médio medido com o RDT \times valor medido gravimetricamente.	69
Figura 5.6 - Monitoramento do avanço da frente de umidificação com o uso do RDT.	71
Figura 5.7 - Comparação da frente de umidificação medida com o RDT com a frente observada pela janela da acrílico.	72
Figura 5.8 - Resultados obtidos no segundo experimento de infiltração.	73
Figura 6.1 - Esquema ilustrativo da bancada experimental para o método de Bruce & Klute, 1956.	82
Figura 6.2 - Relação entre η, transformação de Boltzmann e θ, conteúdo de umidade.	84
Figura 6.3 - Esquema ilustrativo da bancada para infiltração.	88
Figura 6.4 - Foto da bancada sem o solo. Detalhe das sondas e placa porosa.	89
Figura 6.5 - Foto da bancada completa.	89
Figura 6.6 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 1.	91
Figura 6.7 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 2.	91

Figura 6.8 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 3.	92
Figura 6.9 - Gráficos de $\eta \times \theta$ para os três experimentos.	92
Figura 6.10 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados do experimento 1.	94
Figura 6.11 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1 e 2, obtidos a partir de um ajuste cúbico.	95
Figura 6.12 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1, 2 e 3, obtidos a partir de um ajuste pela equação de Van Genuchten.	95
Figura 6.13 - Condutividade hidráulica [m/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados do experimento 1.	96
Figura 6.14 - Permeabilidade [m^2] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados do experimento 1.	97
Figura 6.15 - Permeabilidade [m^2] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1 e 2 com base no ajuste cúbico.	98
Figura 6.16 - Permeabilidade [m^2] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1, 2 e 3 com base no ajuste pela equação de Van Genuchten.	98
Figura 6.17 - Curvas do potencial de sucção obtidas em processos de drenagem e embebição.	100
Figura A.1 - Incerteza associada à uma medida.	116
Figura C.1 - Curvas de calibração das balanças utilizadas.	135
Figura F.1 - Definição dos pontos inicial e final das sondas de base circular.	141
Figura F.2 - Definição dos pontos inicial e final das sondas de base retangular	141

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Caracterição dos solos estudados.	19
Tabela 4.1 - Dados referentes à Figura 4.1.	40
Tabela 4.2 - Tipos de configuração de sonda utilizadas.	44
Tabela 4.3 - Relação dos ensaios realizados com as areias e o backfill 2.	47
Tabela 4.4 - Experimentos executados com o backfill.	48
Tabela 4.5- Experimentos executados com as areias fina e grossa e o backfill 2.	51
Tabela 5.1 - Resultados obtidos nos experimentos estáticos.	66
Tabela 5.2 - Comparação entre os valores.	69
Tabela 5.3 - Resultados obtidos no primeiro ensaio de infiltração.	70
Tabela A.1 - Determinação do erro sistemático para o intervalo de frequências de 1MHz a 1 GHz e temperatura de $22\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 3\text{ }^{\circ}\text{C}$.	118
Tabela A.2 - Estimativa das incertezas de medição de $\delta L'$.	124
Tabela B.1 - Medição do comprimento aparente do traço para a obtenção das incertezas de medição de primeira ordem. Data 15-11-1995.	134
Tabela D.1 - Determinação do erro sistemático de cada sonda.	137
Tabela E.1 - Avaliação da parcela de água que não foi retirada na secagem em estufa a $70\text{ }^{\circ}\text{C}$	138

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

No princípio deste século, todas as vezes que uma linha telefônica rompia-se, era necessário se gastar um bom tempo para se determinar a posição de ruptura da linha. Para resolver esse problema, baseando-se no princípio de reflexão de ondas eletromagnéticas, criou-se um equipamento denominado reflectômetro no domínio do tempo (RDT), ou testador de cabos tipo RDT. Esse equipamento gera um pequeno pulso de tensão que se propaga através da linha telefônica defeituosa e mede o tempo relativo à reflexão produzida pela mudança brusca das características do meio, ou seja pela ruptura da linha. Sabendo, da teoria eletromagnética, que a velocidade desse pulso é somente função do meio no qual se propaga, e conhecendo as características desse meio, determina-se facilmente a posição de ruptura do cabo (L_r) através de:

$$L_r = \frac{1}{2} Vt \quad (1.1)$$

onde V é a velocidade de propagação do pulso no meio em questão e t é o tempo total de viagem do pulso.

Até o final da década de 60 o RDT somente foi utilizado para testar cabos. Entretanto, a partir de 1969, quando Fellner-Feldegg utilizou essa técnica para a determinação da constante dielétrica de líquidos e sólidos granulares é que a técnica

da reflectometria no domínio do tempo¹ passou a ser alvo de uma série de pesquisas onde o objetivo principal era a avaliação de todas as suas potencialidades.

Dentre as várias aplicações dessa técnica destacam-se a determinação do conteúdo de umidade médio de solos (Topp et al., 1980), a determinação do conteúdo de água líquida em solos congelados (Patterson and Smith, 1981), o acompanhamento de frentes de secagem e umidificação (Topp et al., 1982), a determinação da condutividade elétrica de solos (Dalton et al., 1984 e Dasberg and Dalton, 1985), o acompanhamento do escoamento de solutos em meios porosos (Kachanoski et al., 1992), a determinação da densidade a seco de solos (Conciani, comunicação pessoal, 1995) e a determinação da permeabilidade de solos (Capítulo 6 do presente trabalho). Além de trabalhos que enfocaram as aplicações dessa técnica, surgiram trabalhos que se concentraram em outros aspectos da técnica RDT. No trabalho de Zegelin et al. (1989) foram elaboradas novas configurações de sonda de 3 e 4 hastes (inicialmente utilizavam-se sondas de 2 hastes ou sondas coaxiais)². No trabalho de Baker and Lascano (1989) foi feita uma avaliação da sensibilidade espacial das sondas de 2 hastes e no trabalho de Hokett et al., 1992 foram mostradas as influências de heterogeneidades laterais de umidade na resposta do RDT. Vários outros trabalhos verificaram a influência da textura dos solos na resposta do RDT (Topp et al., 1980; Dasberg and Hopmans, 1992; Jacobsen e Schjønning, 1993; entre outros).

Diversos foram os trabalhos publicados sobre o RDT, entretanto, todos estão relacionados direta ou indiretamente com os resultados e conclusões obtidos pelos autores até então citados.

Dentre as várias potencialidades do RDT, a principal é a capacidade de medir e monitorar o conteúdo de umidade (θ_v) de materiais porosos. Tal procedimento é

¹ do inglês Time Domain Reflectometry (TDR)

² Pretende-se neste momento somente dar uma visão global do contexto que em se situa o presente trabalho. Os detalhes relativos à técnica da reflectometria no domínio do tempo serão descritos no Capítulo 3.

realizado com quase nenhuma alteração do meio sob medida e, além disso, todos os dados obtidos podem ser enviados para um computador, permitindo uma análise posterior.

A medição do conteúdo de umidade de materiais porosos, apesar de simples quando realizada com o RDT, é geralmente um problema complicado em vários setores da sociedade. Na agricultura, por exemplo, o conhecimento do conteúdo de umidade é fundamental para o acompanhamento e otimização do crescimento das plantas. Nesses casos, a retirada de amostras de solo para a obtenção da umidade através da técnica de secagem³ e pesagem (técnica gravimétrica), apesar de ser a forma atualmente mais empregada, é trabalhosa, destrutiva e dispendiosa, ou seja, é impraticável quando se deseja controlar grandes extensões de terra.

A indústria madeireira é outro setor que encontra problemas na medição do conteúdo de umidade. A principal restrição da madeira é que só deve ser utilizada após a sua secagem, evitando assim, o risco de empenamento. Duas são as formas mais utilizadas para avaliar o conteúdo de umidade nas pilhas de secagem de madeira. A primeira consiste na colocação de vários pedaços de madeira entre as pilhas e a avaliação do conteúdo de umidade é realizada pela técnica gravimétrica. A segunda consiste em medir a resistência elétrica entre dois pontos quaisquer da madeira, relacionando-a com o conteúdo de umidade (conhecida como técnica dos pregos). Apesar de pouco confiável, a segunda forma utilizada permite um acompanhamento mais rápido do processo de secagem.

Na construção de estradas e barragens o conhecimento da umidade dos solos utilizados na terraplanagem é fundamental, pois todas as propriedades exibidas por esses solos são função do conteúdo de umidade observado. Além da técnica de secagem e pesagem, utiliza-se a técnica da frigideira, ou seja, realiza-se a pesagem de uma amostra antes e depois de colocada em uma frigideira bem quente. Considera-se

³ A secagem é normalmente realizada à temperatura 105 °C por 24 h (dependendo do tamanho da amostra, é necessário mais tempo).

que a diferença entre as duas pesagens representa o conteúdo de umidade da amostra. Dependendo da temperatura da frigideira, uma parcela da água retirada faz parte da água de composição dos minerais sólidos presentes na amostra recolhida, gerando uma medição errada do conteúdo de umidade.

O presente trabalho se originou da necessidade tecnológica de se desenvolver e adaptar uma nova metodologia para o controle da umidade em torno de cabos elétricos subterrâneos de alta tensão.

Quando uma corrente elétrica atravessa um condutor real, parte da potência transmitida é perdida por efeito joule. O solo que recobre o cabo (*backfill*) deve ter a capacidade de dissipar esta energia, de forma que a temperatura em torno do cabo nunca atinja a temperatura máxima recomendada no projeto. Para facilitar a dissipação desta energia, o solo deve ter a capacidade de reter a água que migra para longe do cabo, devido ao gradiente de temperatura imposto. Desta maneira forma-se uma zona seca em torno do cabo elétrico. Se esta zona formada se mantiver estacionária, o sistema entrará em equilíbrio. Por outro lado, se a zona formada crescer, aumentará a resistividade térmica do solo em torno do cabo e conseqüentemente a temperatura da superfície do cabo irá aumentar, agravando o problema. Dependendo da intensidade do fenômeno, a temperatura de projeto do isolamento do cabo será atingida, causando uma falha no sistema (ver Freitas et al., 1996).

Como a intenção das companhias de eletricidade é a de transmitir o máximo de potência em cada cabo, torna-se necessário medir a temperatura e o conteúdo de umidade do solo que recobre esse cabo elétrico. A temperatura pode ser bem monitorada com o uso de termopares. Entretanto, os métodos existentes para medir o conteúdo de umidade se aplicam à situações específicas, tornando difícil medir esta variável nessa situação. O método da Ressonância magnética (Hall and Carpenter, 1992) e a técnica de atenuação de raios gama (Groenevelt et al., 1969) são técnicas não

destrutivas, entretanto são caras e não podem ser utilizadas em experimentos no campo. A tensiometria (Richards and Weaver, 1944) tem a desvantagem de ser muito lenta e não poder ser aplicada em situações onde o conteúdo de umidade é muito baixo. O método da capacitância elétrica necessita de uma sonda muito grande para compensar a baixa capacitância do solo e o método da condutividade térmica é mais recomendado para situações em regime permanente (Baladi et al., 1981 and Hartley, 1987).

É justamente neste contexto que o trabalho teve início. Dentre as tecnologias atualmente empregadas a técnica da reflectometria no domínio do tempo (Fellner-Feldegg, 1969 e Topp et al., 1980) é a que evidencia as melhores características para o objetivo em questão, pois praticamente não apresenta restrições no seu uso, permite o acompanhamento da evolução temporal do processo de migração de umidade, e é simples de ser empregada (Larrosa et al., 1996). A principal restrição encontrada está no fato da técnica ter menos de 20 anos e existir uma certa carência de informações acerca do equipamento utilizado (RDT), bem como das tecnologias de construção de sondas, principalmente em se tratando de configurações especiais.

Aproveitando o conhecimento adquirido no monitoramento de frentes de umidificação, o presente trabalho utiliza a técnica da reflectometria no domínio do tempo como instrumento na determinação da permeabilidade do solo artificial de aterro de cabos elétricos subterrâneos de alta tensão, comumente chamado de *backfill*. A vantagem de utilização desse solo é a possibilidade de comparar os resultados aqui obtidos com os resultados obtidos por Oliveira Jr. (1993), que caracterizou as propriedades termo-hidráulicas do *backfill*. Entretanto, no presente trabalho, utiliza-se uma técnica muito mais fácil de ser empregada e que fornece resultados mais rápidos, além do fato de não ser destrutiva e de permitir a avaliação da evolução temporal do fenômeno físico.

Para se atingir os objetivos propostos, várias foram as etapas concluídas. De forma a tornar claro todo o procedimento adotado, dividiu-se o presente trabalho em 7 capítulos.

No Capítulo 2, Caracterização dos Solos, é feita uma pequena revisão dos tópicos fundamentais da mecânica dos solos, definições e nomenclatura utilizadas, estudando-se brevemente os processos de transferência isotérmica de umidade em meios porosos insaturados. Este último item será de grande importância no entendimento da metodologia utilizada para a determinação da permeabilidade do *backfill*. A descrição e caracterização dos materiais (solos) estudados, também faz parte deste capítulo.

O Capítulo 3, Reflectometria no Domínio do Tempo, apresenta o princípio físico que rege a técnica empregada. Nesse Capítulo se descreve como a técnica da reflectometria no domínio do tempo pode ser usada para determinar o conteúdo de umidade de solos. Estudam-se casos de solos com umidade constante e solos com camadas seca sobre úmida e vice-versa. O procedimento para detecção de frentes de umidificação e secagem, usando a técnica da reflectometria no domínio do tempo também é abordado. Um outro aspecto importante abordado no Capítulo 3 é a tecnologia de construção de sondas, já que são necessários alguns cuidados para que as sondas funcionem satisfatoriamente.

O Capítulo 4, Bancada de Calibração e Procedimento Experimental, tem duas finalidades principais, em primeiro lugar a determinação das curvas de calibração dos solos, e em segundo lugar a avaliação da influência dos parâmetros geométricos da sonda na resposta do RDT. Com a finalidade de avaliar o erro sistemático da bancada, realizaram-se calibrações específicas com água destilada e ar, cujas constantes dielétricas são conhecidas. Verificou-se que a curva de calibração para o *backfill* foi significativamente diferente de curvas de calibração usuais para solos naturais, uma vez que esse solo possui características bastante peculiares. É

importante salientar que tal procedimento foi repetido para as sondas utilizadas na bancada de infiltração. Isso foi necessário pois essas sondas apresentaram um comportamento um pouco diferente das sondas construídas para a bancada de calibração. As diferenças encontradas entre as curvas de calibração obtidas são analisadas e discutidas nesse capítulo.

O Capítulo 5, Monitoramento de Frentes de Umidificação, apresenta os resultados obtidos em ensaios onde a umidade do solo não está uniformemente distribuída. Realizaram-se ensaios estáticos, onde a umidade de cada camada estava sob controle e a espessura da camada não variava. Realizaram-se, também, ensaios de infiltração, nesse caso foi possível monitorar a evolução temporal de uma frente de umidificação. Em ambos os casos, o objetivo é a determinação da posição da frente (ou da interface seco-úmido), bem como a determinação da umidade média da porção de solo a montante da interface, conhecida a umidade da outra camada.

O Capítulo 6, Permeabilidade dos Solos, apresenta os resultados obtidos no ensaio de infiltração, mais especificamente na utilização do método de Whisler et al. (1968). Neste método, que não passa de uma variação do método de Bruce and Klute (1956), realiza-se uma infiltração horizontal. Primeiro determina-se a difusividade hidráulica $D(\theta)$ e com o auxílio da curva de retenção, obtida a partir do trabalho de Oliveira Jr. (1993), determina-se a condutividade hidráulica $K(\theta)$, e desta forma calcula-se a permeabilidade $k(\theta)$, como uma função do conteúdo de umidade. As diferenças obtidas entre os resultados do presente trabalho e do trabalho de Oliveira Jr. são discutidas nesse capítulo.

Finalmente no Capítulo 7, Considerações Finais, é feita uma avaliação dos resultados obtidos num contexto mais global. Para finalizar o capítulo são tecidas algumas sugestões de trabalhos futuros, uma vez que a técnica da reflectometria no domínio do tempo é ainda pouco conhecida, estando restrita a um pequeno grupo de pesquisadores.

CAPÍTULO 2

CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

2.1. INTRODUÇÃO

O solo é formado por partículas sólidas com espaços vazios (poros) entre si. Os poros podem estar parcial ou totalmente preenchidos pela fase líquida, geralmente água com substâncias dissolvidas. Trata-se portanto de um sistema disperso formado por três fases: sólida, líquida e gasosa, e além disso constitui-se em um sistema heterogêneo, particulado e poroso, ver Figura 2.1.

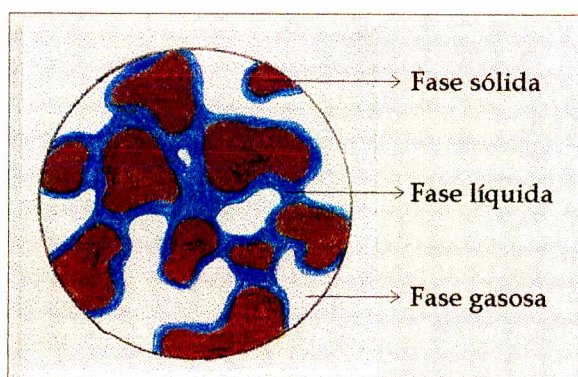


Figura 2.1 - Aspecto microscópico de um meio poroso.

O solo é constituído por partículas sólidas minerais, podendo conter matéria orgânica. As frações grossas são compostas de:

- Silicatos: feldspato, mica, quartzo, serpentina, clorita, talco;
- Óxidos: hematita, magnetita, limonita;
- Carbonatos: calcita e dolomita;
- Sulfatos: gesso, anidrita.

Os minerais que compõem as frações argilosas (ou finas) pertencem a três grupos principais: caolinita, montmorilonita e ilita.

Para se caracterizar um solo, a maneira mais simples é através de sua curva granulométrica. A distribuição granulométrica fornece a porcentagem em massa de cada tamanho médio de grão. Dependendo da curva granulométrica o solo é classificado em grosso ou fino.

No caso de solos grossos, o conhecimento de sua distribuição granulométrica é suficiente para prever algumas de suas propriedades macroscópicas. Já no caso de solos finos, que possuem grande área e conseqüentemente grande atividade superficial, é necessário conhecer a sua plasticidade e coesividade, que por sua vez se relacionam à sua resistência ao cisalhamento e à sua estabilidade.

Um aspecto importante sobre as frações muito finas dos solos é a existência de carga elétrica negativa na superfície das partículas sólidas, cuja intensidade depende principalmente de suas características mineralógicas.

Quando a água, cujas moléculas formam um dipolo elétrico, entra em contato com a superfície das partículas sólidas, cria-se uma película denominada de camada de água adsorvida. A água adsorvida possui propriedades diferentes da água livre devido à grande tensão à que está submetida pelas forças eletrostáticas de adsorção. Encontra-se em um estado semi-sólido e com espessuras médias da ordem de 5 nm.

A água contida no solo pode ser classificada em vários tipos, ver Figura 2.2, Caputo (1988).

- Água de constituição: é a que faz parte da estrutura molecular da partícula sólida;

- Água adsorvida: é a película de água fortemente adsorvida pela partícula sólida;
- Água higroscópica: é a que ainda se encontra em um solo seco ao ar livre;
- Água capilar ou intersticial: é aquela que sobe pelos interstícios presentes no solo, além da água livre;
- Água livre: é a que se encontra em uma determinada zona do terreno, enchendo todos os seus vazios.

A água higroscópica, capilar e livre podem ser completamente evaporadas à temperaturas superiores à 100 °C.

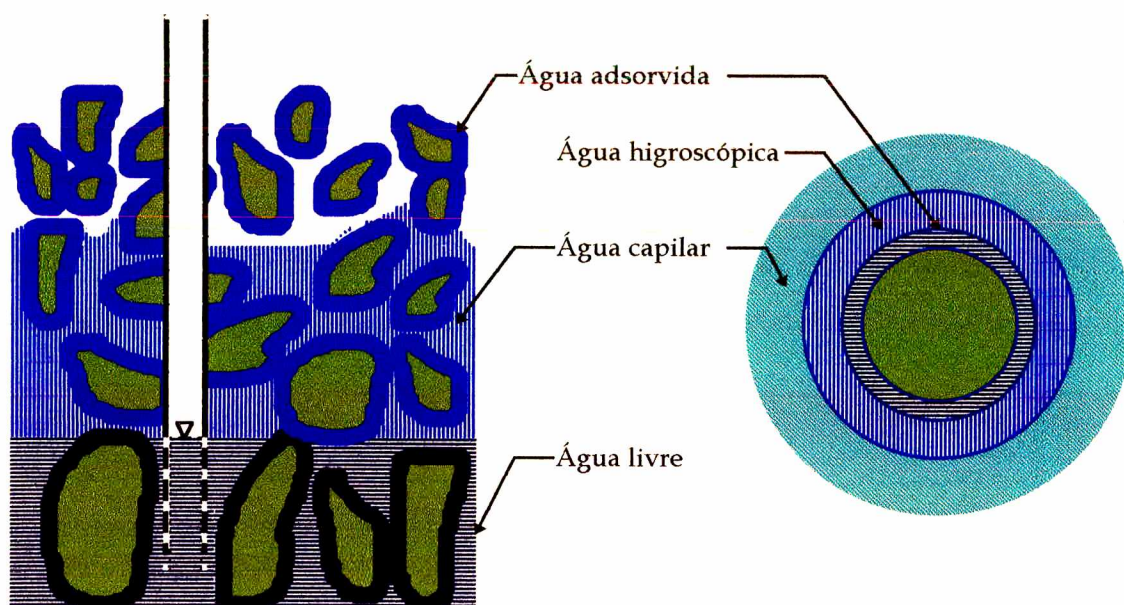


Figura 2.2 - Visão microscópica de um meio poroso com a finalidade de classificação dos tipos de água presentes (Caputo, 1988).

Um estudo mais detalhado sobre a física e mecânica dos solos pode ser encontrada em Vargas (1978). O trabalho de Oliveira Jr. (1993) também apresenta uma visão bem cuidadosa sobre este assunto.

2.2. RELAÇÕES MÁSSICAS E VOLUMÉTRICAS DOS CONSTITUINTES DO SOLO

Representando separadamente as três fases de uma certa porção de solo, obtemos um esquema como o mostrado na Figura 2.3.

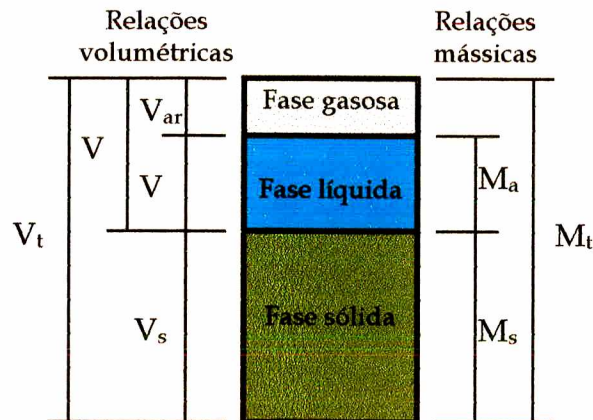


Figura 2.3 - Relações mássicas e volumétricas entre os constituintes do solo.

De imediato obtém-se:

$$\begin{aligned} V_t &= V_v + V_s = V_{ar} + V_a + V_s \\ M_t &= M_s + M_a \end{aligned} \quad (2.1)$$

onde na análise anterior a massa de ar é considerada desprezível.

Além dessas relações mássicas e volumétricas básicas, existem outras relações de grande importância. A massa específica aparente a seco (ρ_s) é a massa de solo seco dividida pelo volume total de solo,

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_t} \quad (2.2)$$

A massa específica média dos grãos sólidos (ρ_g) é a massa de solo seco dividida pelo volume ocupado pelos grãos sólidos considerados,

$$\rho_g = \frac{M_s}{V_s} \quad (2.3)$$

Em termos adimensionais as variáveis anteriores, Equações (2.2) e (2.3), são denominadas de densidade aparente e densidade dos grãos, respectivamente.

A porosidade do solo (ε) é a razão entre o volume de vazios e o volume total de solo,

$$\varepsilon = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t} = 1 - \frac{M_s \rho_s}{\rho_g M_s} = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_g} \quad (2.4)$$

A fração de vazios (e) é a relação entre o volume de vazios e o volume ocupado pelos grãos sólidos,

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V_v}{V_t - V_v} = \frac{\frac{V_v}{V_t}}{\frac{V_t - V_v}{V_t}} = \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \quad (2.5)$$

A área superficial específica (A_s) é a soma das superfícies de todas as partículas contidas na unidade de volume (ou de massa) do solo. Este parâmetro fornece uma idéia da importância da atividade superficial dos grãos sólidos nas propriedades do solo.

A umidade do solo pode ser expressa em termos volumétricos ou em termos mássicos. Em cada caso existe uma definição específica.

A umidade percentual ou teor de umidade (h) é a razão entre a massa de água e a massa de solo seco de um determinado volume, expressa em termos percentuais,

$$h\% = \frac{M_a}{M_s} \times 100 \quad (2.6)$$

Por outro lado, a umidade volumétrica ou conteúdo de umidade (θ_v) é o volume de água dividido pelo volume total de solo, ou seja:

$$\theta_v = \frac{V_a}{V_t} = \frac{M_a \rho_s}{\rho_a M_s} = \frac{h\% \rho_s}{100 \rho_a} \quad (2.7)$$

A saturação (S) de um meio poroso é o parâmetro que indica o percentual do volume de vazios que está preenchido pela fase líquida, ou seja:

$$S\% = \frac{\theta_v}{\varepsilon} \times 100 \quad (2.8)$$

2.3. TRANSFERÊNCIA DE UMIDADE EM MEIOS POROSOS INSATURADOS

Atualmente o modelo fenomenológico de Philip e De Vries (1957) é uma das metodologias mais utilizadas para prever os fenômenos de transferência de calor e umidade em solos insaturados. Esse modelo assume uma relação de proporcionalidade entre os fluxos de calor e massa através do solo e os gradientes de temperatura e umidade presentes. Os coeficientes de proporcionalidade, denominados de difusividades, são obtidos a partir de três propriedades fundamentais do meio: o potencial matricial (ψ); a permeabilidade (κ) e a condutividade térmica (λ). A obtenção dessas propriedades é feita experimentalmente.

Como um dos objetivos desse trabalho é a obtenção da permeabilidade (κ) do backfill, utilizando o RDT para a medição do conteúdo de umidade, apenas os fenômenos de transferência de massa serão discutidos.

O modelo de Philip e De Vries equaciona separadamente o fluxo de umidade na forma líquida e o fluxo de umidade em forma de vapor. Como o fluxo de umidade na forma de vapor somente têm importância para baixos níveis de saturação, será apenas discutido o fluxo de umidade na fase líquida.

O fluxo isotérmico de água (\bar{q}) em um meio saturado é modelado através da Lei de Darcy, ou seja:

$$\bar{q} = \frac{\bar{j}_l}{\rho_l} = -K_{sat} \vec{\nabla} h \quad [m / s] \quad (2.9)$$

onde \bar{j}_l é o fluxo mássico de líquido por unidade de área [kg/m^2s], K_{sat} é a condutividade hidráulica de saturação [m/s] e h é o potencial hidráulico [m], dado por: $h = \frac{p}{\rho_l g} - z$, nesse caso z é a coordenada vertical apontada no sentido da gravidade (g), p é a pressão a que o líquido está submetido e ρ_l é a massa específica do líquido. Portanto, substituindo h na Equação (2.9), têm-se:

$$\frac{\bar{j}_l}{\rho_l} = -K_{sat} \vec{\nabla} \left(\frac{p}{\rho_l g} - z \right) \quad (2.10)$$

A equação do fluxo de líquido em um meio poroso não saturado pode ser derivada da Equação (2.10). Nesse caso tem-se:

$$\frac{\vec{j}_l}{\rho_l} = -K(\theta) \vec{\nabla} \left(\frac{p_l}{\rho_l g} - z \right) \quad (2.11)$$

Verifica-se, a partir da Equação (2.11) que a condutividade hidráulica torna-se uma função do conteúdo de umidade, já que a insaturação aumenta a tortuosidade do escoamento. A pressão p é a pressão aplicada na fase líquida p_l . Se for utilizada a definição de potencial de sucção do meio (ψ), ou seja:

$$\psi = \frac{p_l - p_g}{\rho_l g} \quad [\text{mH}_2\text{O}] \quad (2.12)$$

$$\text{então, } \frac{\vec{j}_l}{\rho_l} = -K(\theta) \vec{\nabla} \left(\psi + \frac{p_g}{\rho_l g} - z \right) \quad (2.13)$$

Se for considerado que todos os poros que contenham ar sejam conectados entre si e com a faces externas do meio, a pressão da fase gasosa será constante, portanto seu gradiente será nulo, e neste caso:

$$\frac{\vec{j}_l}{\rho_l} = -K(\theta) \vec{\nabla} (\psi - z) \quad (2.14)$$

Tal hipótese é boa desde que a saturação do meio não exceda o valor correspondente à saturação irreduzível do ar, quando a fase gasosa perde a continuidade através do meio. Em escoamentos em solos insaturados onde a fase gasosa é praticamente estacionária, tem sido mostrado que as formulações (2.13) e (2.14) fornecem resultados equivalentes quando comparadas com resultados experimentais (Oliveira Jr, 1993 e Arastoopour e Semrau, 1990).

O potencial de sucção é função da umidade e da temperatura do meio, entretanto para ensaios realizados a temperatura constante, temos que $\psi = \psi(\theta)$. Portanto, o fluxo líquido pode ser expresso por:

$$\frac{\vec{j}_l}{\rho_l} = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \vec{\nabla} \theta + K(\theta) \vec{\nabla} z \quad (2.15)$$

que pode ser colocada da seguinte forma:

$$\frac{\vec{j}_l}{\rho_l} = -D_{\theta l} \vec{\nabla} \theta + K(\theta) \hat{k} \quad (2.16)$$

onde $D(\theta) \cong D_{\theta l} = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$. A difusividade hidráulica $D(\theta)$ não é exatamente igual à difusividade isotérmica de líquido $D_{\theta l}$, pois $D(\theta)$ leva em conta tanto a migração de água no estado líquido, quanto a migração de água no estado de vapor.

A equação do transporte de umidade é obtida a partir da aplicação da equação da conservação da massa,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q} = -\vec{\nabla} \cdot \frac{\vec{j}_l}{\rho_l} \quad (2.17)$$

à Equação (2.16), ou seja:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \left[-D_{\theta l} \vec{\nabla} \theta + K(\theta) \hat{k} \right] \quad (2.18)$$

$$\text{ou} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (2.19)$$

Como a condutividade hidráulica traz em si informações do meio poroso e do fluido em escoamento, definiu-se uma propriedade denominada permeabilidade ao líquido (κ_l), ou simplesmente permeabilidade, que é somente uma função do meio poroso. A permeabilidade é dada por:

$$\kappa_l = K(\theta) \frac{\mu}{\rho_l g} = \kappa_{sat} \kappa_{rl} \quad (2.20)$$

onde μ_l é a viscosidade do líquido, κ_{sat} é a permeabilidade de saturação, que é utilizada na equação de Darcy (2.10), quando é escrita em termos da permeabilidade, e κ_{rl} é a permeabilidade relativa do líquido, ou seja é a razão entre a permeabilidade do meio ao líquido e a permeabilidade de saturação.

2.4. SOLOS ESTUDADOS

Foram realizados estudos com 4 tipos de solos, 2 artificiais e 2 naturais. Dentre os solos artificiais, estudou-se o solo de reaterro de cabos elétricos de potência (*backfill*), formado a partir da moagem de rochas graníticas, consistindo numa mistura de 60 % em massa de grãos com diâmetro superior a 2 mm e 40 % em massa de grãos com diâmetro inferior a 0,15 mm.

Tratando-se de um material oriundo de rochas graníticas, os principais minerais que o compõem são os feldspatos (30 % a 50 % da composição), o quartzo (38 % a 45 %), as micas (7 % a 13 %) e os anfibólios (5 % a 12 %).

O *backfill* pode ser caracterizado como areia com finos, de coloração cinza clara e com predominância de grãos angulares e pequena porcentagem de grãos subangulares. Utilizando a norma ANSI/ASTM D 2487-69, que trata da classificação de solos para propósitos de engenharia, o *backfill* é classificado como areia siltosa

com mistura mal graduada. A parcela de areias possui granulometria fina e, devido aos finos não apresentarem plasticidade, verifica-se que existe uma parcela mínima de argila.

As demais propriedades do *backfill*, que foram determinadas por Oliveira Jr. (1993), são:

a) Potencial de sucção (Equação de Van Genuchten, 1980):

$$-\psi = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{S - S_r}{1 - S_r} \right)^{-1/\eta} - 1 \right]^{1/\beta} \quad [\text{mH}_2\text{O}] \quad (2.21)$$

onde $\alpha = 1,407$, $\beta = 1,728$ e $\eta = 0,421$.

b) Permeabilidade (Equação de Gardner, 1958):

$$\kappa = AS^B \quad [\text{m}^2] \quad (2.22)$$

onde $A = 3,72 \times 10^{-13}$ e $B = 7,58$.

c) Condutividade térmica efetiva (Equação de Ewen, 1988):

$$\lambda = A + B[1 - \exp(CS)] \quad [\text{W} / \text{mK}] \quad (2.23)$$

onde $A = 0,53$, $B = 1,441$ e $C = -3,238$.

O outro solo artificial avaliado, foi derivado do *backfill*, retirando-se grande parte dos grãos passantes na peneira de 0,125 mm. Este solo possui uma porosidade

maior que a do backfill, e compacta-se a uma densidade aparente menor. Doravante será chamado de backfill 2.

Além dos solos artificiais, foram estudados dois tipos de areias. Uma com granulometria um pouco mais aberta, possuindo uma parcela significativa de grãos com diâmetro superior a 1,19 mm e grãos com diâmetro inferior a 0,125 mm. A outra, com 99 % dos grãos compreendidos entre 0,125 mm e 0,59 mm, tratando-se portanto de uma areia muito mal graduada. A caracterização dos solos estudados está mostrada na Tabela 2.1, e na Figura 2.4, mostram-se as curvas granulométricas dos 4 solos.

Tabela 2.1 - Caracterização dos solos estudados.

Tipo de solo	Densidade a seco (ρ_s)	Densidade dos grãos (ρ_g)	Porosidade (ϵ)	Classificação ANSI/ ASTM
Backfill	2,0	2,72	0,265	SM
Backfill 2	1,85	2,64	-	-
Areia 1 (grossa)	1,4	-	-	SP
Areia 2 (fina)	1,4	2,70	0,481	SP

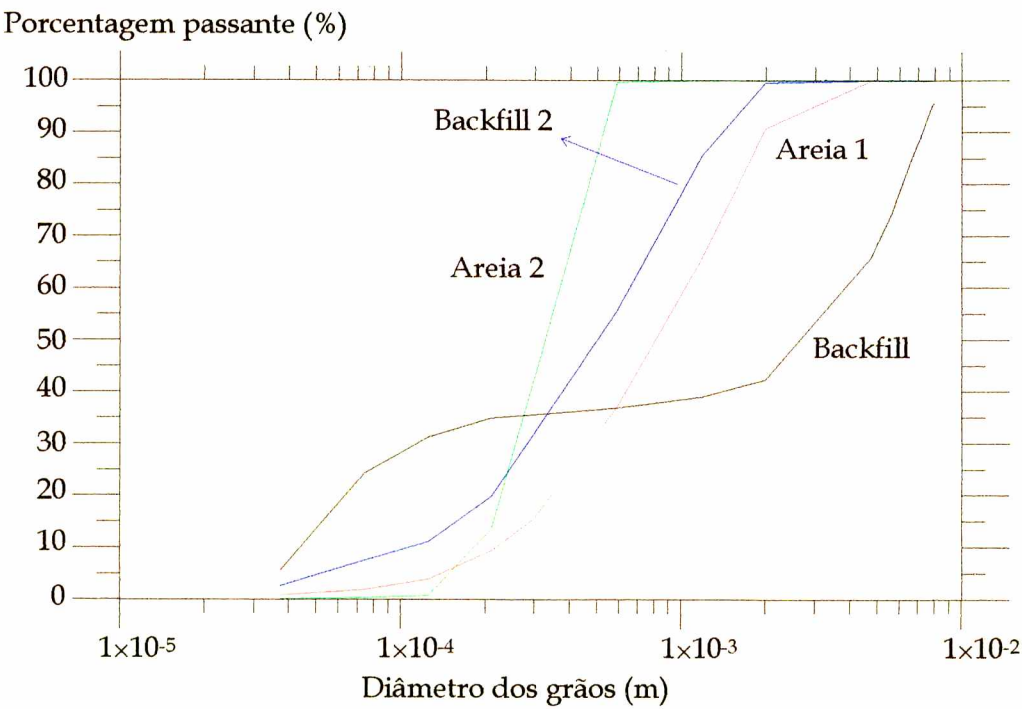


Figura 2.4 - Curvas granulométricas dos solos estudados.

CAPÍTULO 3

REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO

3.1. PRINCÍPIO FÍSICO

O reflectômetro no domínio do tempo é um equipamento que consiste de um gerador de pulso de tensão, que contém todas as frequências de interesse, um receptor de amostras que transforma o sinal de alta frequência numa saída de baixa frequência e um osciloscópio ou outro dispositivo de visualização, ver Figura 3.1 (Fellner-Feldegg, 1969).

O princípio de amostragem é análogo ao princípio de estroboscópios ópticos. Vários pulsos são gerados pelo RDT no tempo necessário para produzir uma varredura, que é apresentada no dispositivo de visualização (Topp et alii, 1980).

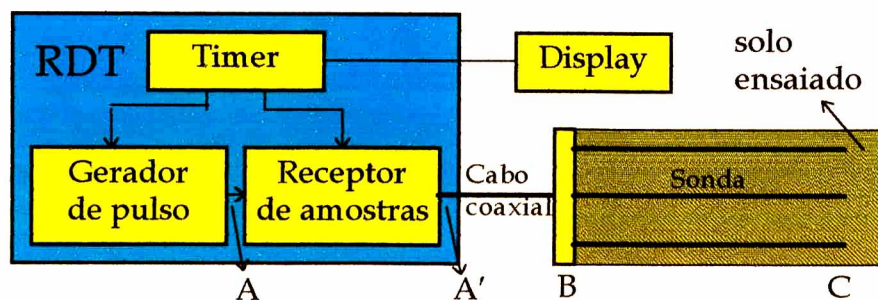


Figura 3.1 - Diagrama esquemático da técnica da reflectometria do domínio do tempo aplicada na medição do conteúdo de umidade de solos.

O pulso gerado viaja ao longo da linha de transmissão e toda vez que existir uma descontinuidade, ou seja, mudanças na constante dielétrica do meio, parte desse pulso é refletido de volta para o equipamento e parte atravessa essa

descontinuidade. Os tempos relativos a cada reflexão são todos medidos pelo equipamento.

Quando o pulso gerado atingir o ponto A¹, o equipamento detectará o degrau de voltagem 1, que possui intensidade $V = V_0$ (ou coeficiente de reflexão $\rho = 0$, ou impedância $Z = Z_0$). Ver Figura 3.2, que ilustra uma curva típica para a sonda imersa em água destilada. Na interface do cabo coaxial ($Z_0 = 50 \Omega$) com o início da sonda, ponto B, existe uma descontinuidade. Parte desse sinal é refletido e retorna até A, produzindo o sinal adicional 2, e o restante da onda viaja até C. A magnitude do degrau 1-2 é dada por ρV_0 , onde ρ é dado por:

$$\rho = \frac{V - V_0}{V_0} = \frac{Z - Z_0}{Z + Z_0} \quad (3.1)$$

Na Equação (3.1), Z é a impedância da linha no local usado para calcular ρ (ou seja na água), e Z_0 é a impedância do cabo coaxial (50Ω).

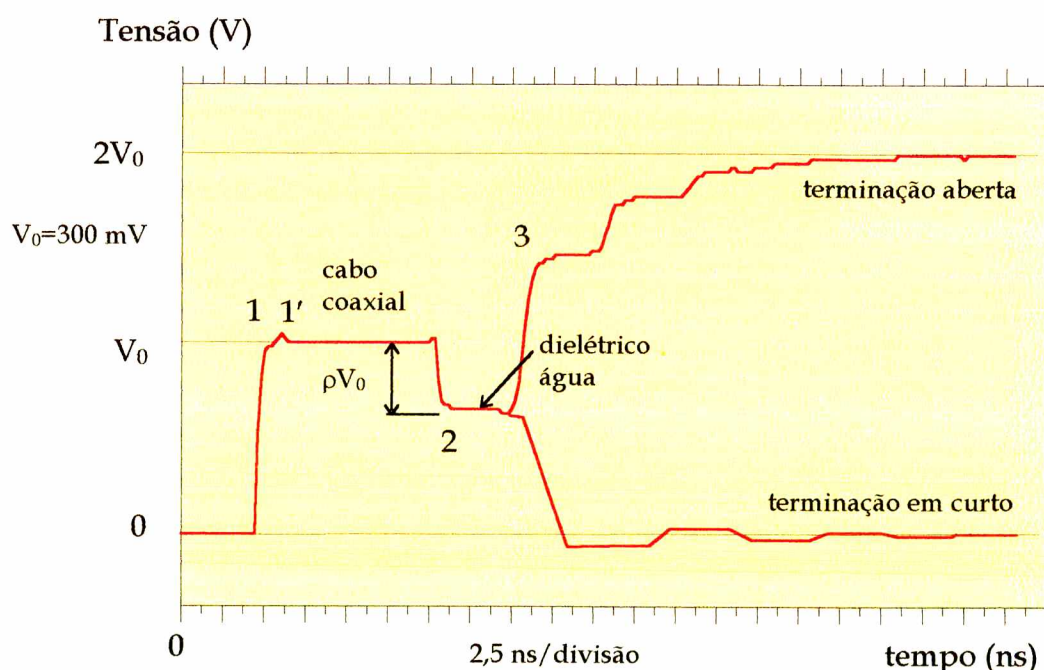


Figura 3.2 - Traço típico para a água (sonda de 80,7 mm de comprimento).

¹ Os pontos A, A', B e C (Figura 3.1) são as posições correspondentes aos pontos 1, 1', 2 e 3 (Figura 3.2)

Na extremidade da linha, considerando que o circuito esteja aberto, todo o pulso é refletido de volta para A, gerando o degrau de voltagem 3, que tende ao valor $V = 2V_0$ (ou $\rho = 1$ ou $Z \rightarrow \infty$). Se a extremidade estiver em curto circuito, a voltagem entre os condutores será nula, ou seja $V = 0$ (ou $\rho = -1$ ou $Z \rightarrow 0$).

Como pode ser notado, a mesma análise anterior pode ser realizada em termos do coeficiente de reflexão ou em termos da impedância da linha. Dessa maneira, as variáveis voltagem (V), impedância da linha (Z) ou coeficiente de reflexão (ρ) podem ser utilizadas para representar o eixo das ordenadas do gráfico que representa o traço obtido pelo RDT.

O tempo (t) entre os degraus 2 e 3 é o tempo que o pulso leva para ir de B para C e retornar até B. Se construirmos uma linha de transmissão (sonda), cujo comprimento (L) seja bem conhecido, será possível determinar a velocidade média em que o pulso eletromagnético vai de B para C e retorna até B, ou seja:

$$V = \frac{2L}{t} \quad (3.2)$$

Por outro lado, a velocidade do pulso eletromagnético é função do meio no qual ele está sendo transmitido. A propriedade que determina o valor da velocidade de propagação é a constante dielétrica desse meio.

A constante dielétrica complexa ou permissividade relativa (K^*), é dada por:

$$K^* = K' + j \left(K'' + \frac{\sigma}{\omega \epsilon_0} \right) \quad (3.3)$$

onde K' é a parte real da constante dielétrica; K'' é a perda dielétrica; σ é a condutividade na frequência zero (Siemens/m); ϵ_0 é a permissividade do vácuo ($8,85 \times 10^{-12}$ F/m); ω é frequência angular (rad/s) e j é a raiz de -1.

O termo K'' representa as perdas dielétricas devidas a vibração ou rotação das moléculas. Por outro lado, o termo $\sigma/\omega\epsilon_0$ representa as perdas devidas a condutividade do meio (Ledieu, 1986).

Em altas frequências, o termo $\sigma/\omega\epsilon_0$ se torna muito pequeno e no intervalo de frequências entre 1 MHz e 1 GHz, K' não é fortemente dependente da frequência. Além disso $K'' \ll K'$ (Davis and Annan, 1977), e neste caso K^* é quase real e constante.

Mesmo pequeno, o efeito da perda dielétrica existe na estimativa de K^* . Portanto a constante dielétrica medida será chamada de constante dielétrica aparente K_a (Topp et alii, 1980). Dessa maneira:

$$K_a = K^* \cong K' \quad (3.4)$$

A velocidade de propagação (V) de uma onda eletromagnética numa linha de transmissão é dada por:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\left(K^* \frac{1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta}}{2}\right)}} \quad (3.5)$$

onde c é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo (3×10^8 m/s), e

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{K'' + \frac{\sigma}{\omega \epsilon_0}}{K'} \quad (3.6)$$

Se $\operatorname{tg} \delta \ll 1$, então: $V = \frac{c}{\sqrt{K^*}} = \frac{c}{\sqrt{K_a}}$ (3.7)

Igualando a Equação (3.7) à Equação (3.2), têm-se:

$$K_a = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (3.8)$$

Desta maneira, pode-se calcular a constante dielétrica aparente do meio poroso, através da Equação (3.8).

Os equipamentos comerciais, em vez de apresentarem o tempo de propagação do pulso no eixo das abscissas, apresentam um comprimento aparente do traço. Entretanto estas duas grandezas são equivalentes. Nesses equipamentos, ajusta-se a velocidade relativa aparente de propagação do pulso (v'), ou seja:

$$v' = \frac{V'}{c} \quad (3.9)$$

onde V' é a velocidade aparente de propagação do pulso. Ajustado v' , lê-se um comprimento aparente da sonda (L'), e assim pode-se escrever:

$$V' = \frac{2L'}{t} \quad \text{ou} \quad t = \frac{2L'}{V'} = \frac{2L'}{v'c} \quad (3.10)$$

Introduzindo a Equação (3.10) na Equação (3.8) , resulta:

$$K_a = \left(\frac{L'}{v'L} \right)^2 \quad (3.11)$$

Dessa forma, ajustando v' , lê-se o valor do comprimento aparente da sonda ou comprimento do traço L' , e conhecido o comprimento da sonda L , pode-se determinar a constante dielétrica aparente do solo, K_a . Uma vez determinada a constante dielétrica aparente do meio, obtém-se o conteúdo de umidade correspondente através da curva de calibração do solo (ver Capítulo 4).

3.2. MEDIÇÃO DE UMIDADE EM MEIOS ESTRATIFICADOS

Se uma sonda é introduzida de forma a atravessar duas ou mais camadas de solo com umidades diferentes, o RDT apresentará os pulsos relativos a cada mudança da umidade do meio, pois nesse caso cada camada de solo apresenta uma constante dielétrica diferente². Um aspecto do traço obtido pelo equipamento quando a camada seca antecede a camada úmida é apresentado na Figura 3.3.

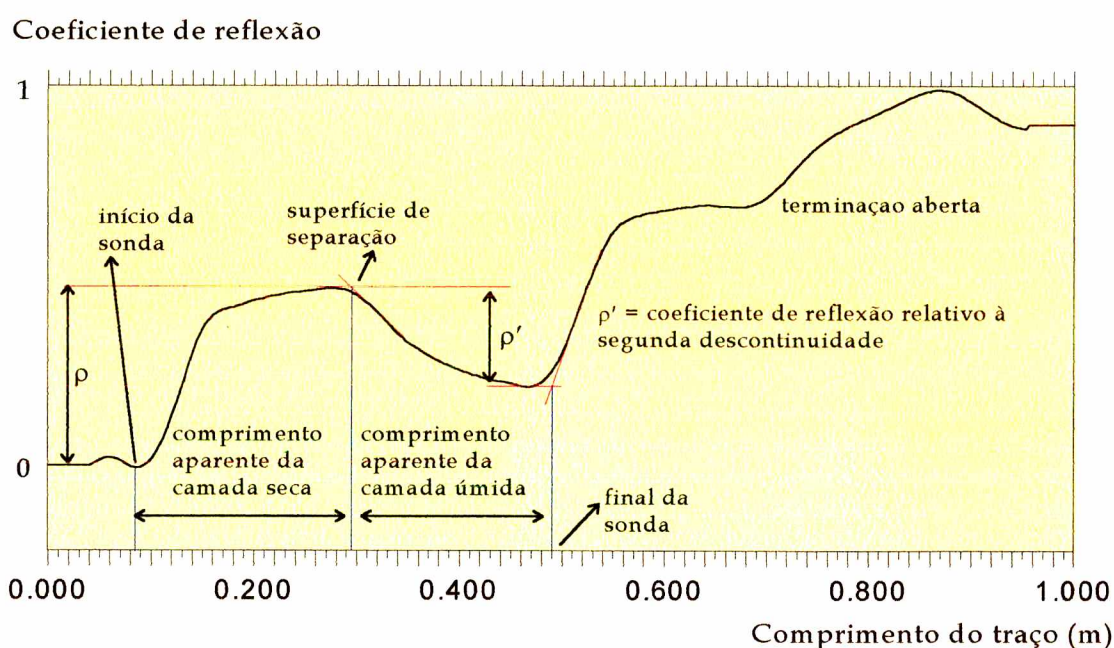


Figura 3.3 - Traço obtido para camada seca antecedendo camada úmida.

A determinação da posição da superfície de separação entre duas camadas com umidades diferentes, bem como a obtenção da umidade média de cada camada, é possível, desde que uma condição de contorno seja conhecida. Se a umidade (θ_v) da camada seca é conhecida, então através da curva de calibração do solo determina-se a constante dielétrica aparente (K_a) desta camada. Portanto, considerando cada trecho da curva obtida uma curva independente, então, através da Equação (3.11), o comprimento real da camada seca (camada S), pode ser obtido através da seguinte equação,

² A constante dielétrica do solo é fortemente dependente do conteúdo de umidade.

$$L_S = \frac{L'_S}{v' \sqrt{K_{a_s}}} \quad (3.12)$$

Como o comprimento da sonda (L) é conhecido, a espessura da camada úmida (camada U) pode ser obtida de: $L_U = L - L_S$. Dessa maneira, a constante dielétrica da camada úmida será:

$$K_{a_U} = \left(\frac{L'_U}{v' L_U} \right)^2 \quad (3.13)$$

e, através da curva de calibração, obtêm-se o conteúdo de umidade da camada úmida. Um procedimento semelhante seria utilizado se fosse conhecido o conteúdo de umidade da camada úmida, ou a posição da superfície de separação. É importante ressaltar que nessa análise considerou-se $L'_S + L'_U = L'$, ou seja, o tempo para que o pulso atravessasse a camada seca mais o tempo que o pulso leva para cruzar a camada úmida é igual ao tempo total. Portanto, são desprezadas as múltiplas reflexões que ocorrem na interface (Topp et al., 1982).

3.3. TIPOS DE SONDA (linhas de transmissão ou guias de onda)

Basicamente as sondas são divididas em duas categorias: linhas de transmissão balanceadas e linhas de transmissão desbalanceadas.

Uma linha de transmissão é dita balanceada quando as voltagens dos dois condutores, em qualquer plano transversal, são iguais em magnitude e opostas em polaridade com relação à terra. Caso contrário, a linha de transmissão é desbalanceada (Stein and Kane, 1983). Em guias de onda balanceados existe simetria geométrica e elétrica em relação ao plano que corta a posição mediana entre os condutores. Por outro lado, em linhas de transmissão desbalanceadas não existe simetria alguma.

3.3.1. LINHAS DE TRANSMISSÃO BALANCEADAS

O principal tipo de linhas de transmissão balanceadas são as sondas de 2 hastes. Para realizar a conexão entre o cabo coaxial ($50\ \Omega$) e a sonda é necessário um transformador de impedâncias (*balun*), para garantir a formação de uma sonda balanceada e evitar perdas de corrente e voltagem. Entretanto Stein and Kane (1983) e Chudobiak et al. (1978) obtiveram resultados razoáveis sem a utilização do *balun* de conexão. Todavia, é prática comum, vastamente encontrada na literatura, a utilização do *balun* quando se deseja conectar uma linha balanceada ao cabo coaxial (Fellner-Feldegg, 1969; Baker et al., 1982; Topp et al., 1981, 1982a, b; and Patterson and Smith, 1983).

Nas Figuras 3.4, 3.5 e 3.6 são apresentados alguns tipos de sondas balanceadas. Na Figura 3.4a é mostrada uma sonda de 2 hastes circulares (ou sonda de 2 fios) com terminação aberta. Esse tipo de sonda é ideal para a introdução direta no meio a ser medido, pois causa pouco distúrbio no mesmo. Na Figura 3.4b mostra-se uma sonda de 2 hastes retangulares (sonda de placas paralelas) com terminação

aberta. Nesse tipo de sonda, o material é introduzido entre as hastes, tornando-se ideal para materiais com formato de placas.

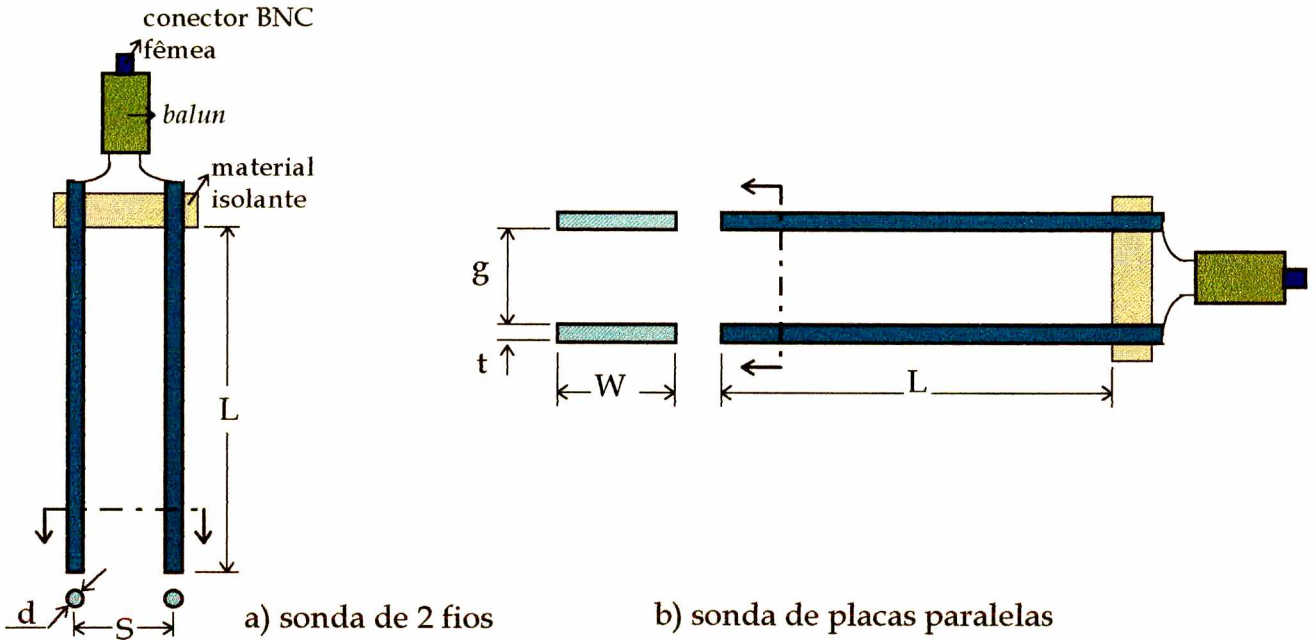


Figura 3.4 - Tipos de sondas balanceadas: a) sonda de 2 fios, b) sonda de placas paralelas.

As duas configurações anteriores foram propostas por Chudobiak et al., (1979). Nessas configurações, as impedâncias características das sondas são:

Sonda de 2 fios:
$$Z = \frac{120}{\sqrt{K}} \cosh^{-1} \left(\frac{S}{d} \right)$$

Sonda de placas paralelas:
$$Z = \frac{2368}{\sqrt{K} \left[1 + 2\pi \frac{W}{g} + \ln \left(1 + 2\pi \frac{W}{t} \right) \right]}$$

Na Figura 3.5 mostra-se uma sonda de duas hastes retangulares com terminação fechada. Nesse tipo de sonda o espaço entre as hastes fica preenchido somente com ar e o material em teste ocupa a região externa da sonda (Chudobiak et al., 1978).

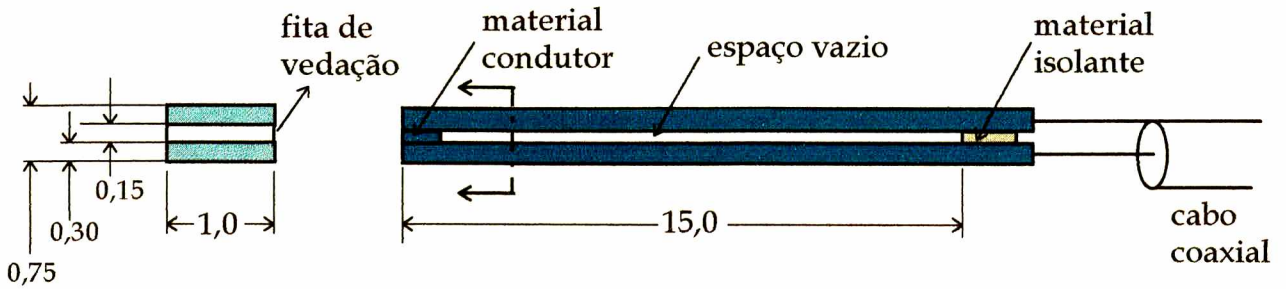


Figura 3.5 - Sonda de placas paralelas com terminação em curto (Chudobiak et al., 1978). Medidas em centímetros.

Sabendo que a impedância característica é uma função da geometria da sonda, uma forma de medir a umidade em diversas camadas com a utilização de somente uma sonda, é introduzir descontinuidades artificiais na impedância das linhas. Sondas com impedâncias artificiais foram propostas por Chudobiak et al. (1979) e utilizadas por Topp et al. (1982b). A Figura 3.6 mostra um tipo de sonda com impedâncias artificiais. Nesta configuração alterou-se o diâmetro das hastes e introduziu-se um dielétrico conhecido. A utilização de impedâncias artificiais é um recurso que pode ser aplicado tanto em guias de onda balanceados quanto em guias de onda desbalanceados.

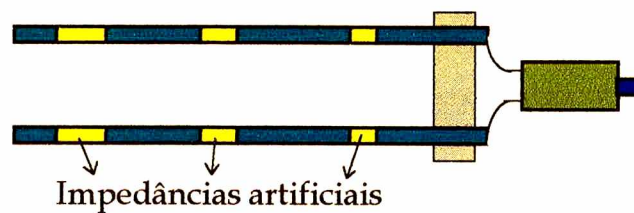


Figura 3.6 - Sonda com impedâncias artificiais. Descontinuidades preenchidas com um dielétrico conhecido.

3.3.2. LINHAS DE TRANSMISSÃO DESBALANCEADAS

A linha de transmissão coaxial e as sondas de 3 hastes e 4 hastes são exemplos de linhas de transmissão desbalanceadas.

O guia de ondas coaxial foi o primeiro tipo de sonda a ser utilizado. Fellner-Feldegg (1969) mediu a constante dielétrica de líquidos e sólidos granulares utilizando esse tipo de sonda. Topp et al. (1980) também utilizaram esse tipo de sonda, quando obtiveram a curva de calibração dita universal.

A principal vantagem da sonda coaxial é a eliminação do transformador de impedâncias, necessário em sondas balanceadas. Dessa maneira são evitados ruídos no sinal, que podem vir a dificultar a interpretação do traço obtido pelo RDT. Por outro lado, esse tipo de sonda não é muito indicado para o uso no campo, pois perturba significativamente o meio sob medida e é de difícil introdução no solo. Devido a essa desvantagem da sonda coaxial, a sonda balanceada de 2 fios foi a sonda mais utilizada na década de 80.

Para resolver o problema da pouca praticidade da linha coaxial e os ruídos produzidos pelo *balun*, Zegelin et al. (1989), projetaram sondas de 3 e 4 hastes que simulam sondas coaxiais, eliminam a necessidade de transformadores de impedância e reduzem significativamente ruídos e reflexões indesejáveis. Neste tipo de configuração, a haste interna é ligada ao condutor central do cabo coaxial, enquanto as hastes marginais da sonda são ligadas ao condutor externo do cabo coaxial de 50 Ω . Devido a todas estas características favoráveis, no presente trabalho se utilizaram sondas de 3 hastes baseadas na configuração proposta por Zegelin et al.. Na Figura 3.7 é apresentada a sonda de 3 hastes utilizada nos ensaios de infiltração.

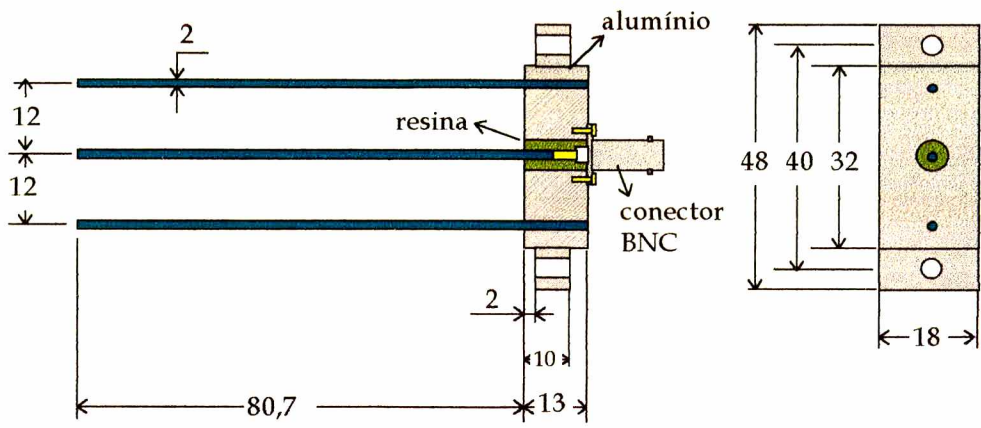


Figura 3.7 - Sonda de três hastes para os ensaios de infiltração. Dimensões em milímetros.

CAPÍTULO 4

BANCADA DE CALIBRAÇÃO E PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Na técnica da reflectometria no domínio do tempo, a determinação do conteúdo de umidade é feita indiretamente. A maneira utilizada é relacionar θ_v com uma propriedade física do solo que possa ser medida facilmente e com confiabilidade. Essa propriedade deve ser muito sensível à uma variação do conteúdo de umidade e pouco sensível às variações de outros parâmetros. Como a constante dielétrica do ar é 1, dos minerais sólidos é 2 a 5 e da água é 81,5, qualquer variação do conteúdo de umidade causa uma sensível variação desta propriedade. Além disso, sabe-se que a velocidade (V) com que o pulso eletromagnético se desloca em um guia de ondas é função somente da constante dielétrica do solo (K). Como a técnica RDT mede V com grande precisão, a forma mais fácil de se obter θ_v é relacioná-lo com a velocidade de propagação do pulso ou com a constante dielétrica do meio. Resumindo, é necessário conhecer a curva de calibração $\theta_v \times K_a$ ou $\theta_v \times V$ para o solo em estudo, quando se deseja determinar o conteúdo de umidade do solo.

Selig (1975) publicou uma revisão dos métodos até então empregados para relacionar o conteúdo de umidade do solo com a sua constante dielétrica. Dentre os métodos apresentados destaca-se o trabalho de Lundien (1971) que determinou experimentalmente uma curva de calibração entre a constante dielétrica e a densidade de umidade θ_m (g/cm^3) que é facilmente convertida para o conteúdo de umidade θ_v (cm^3/cm^3). Para realizar essa calibração Lundien compactou um volume de aproximadamente $6,5 \text{ cm}^3$ de solo entre dois discos circulares de 2 cm de

diâmetro espaçados 0,5 cm. As medições foram feitas entre as frequências de 0,3 GHz e 1,5 GHz e a leitura realizada com um interferômetro. Doze solos foram testados incluindo areias, siltes e argilas. A relação entre θ_m e K_a foi praticamente independente do tipo de solo. A equação ajustada para todos os tipos de solo, na frequência de medição entre 1,0 e 1,5 GHz, foi:

$$\theta_m = \theta_v \rho_{H_2O} = \frac{K_a}{80} - \frac{0,26}{K_a - 1} + 0,11 \quad (4.1)$$

$(0 < \theta_v < 0,60)$

Em 1969, Fellner-Feldegg foi o primeiro pesquisador a utilizar a técnica da reflectometria no domínio do tempo para determinar a constante dielétrica de líquidos e sólidos granulares utilizando um guia de onda coaxial.

Chudobiak et al. (1978) utilizaram a técnica da reflectometria no domínio do tempo para determinar o conteúdo de umidade de solos. A sonda utilizada consistia de duas placas paralelas curto-circuitadas na extremidade (Figura 3.5). No sistema proposto, o solo sob medida se situa fora do volume formado entre as placas. Esses pesquisadores obtiveram curvas que relacionavam o tempo de propagação do pulso com o conteúdo de umidade, onde verificaram que as curvas obtidas eram praticamente independentes do tipo de solo.

Como as conclusões obtidas por Chudobiak et al. (1978) foram muito superficiais, o trabalho teve pouca representatividade na área. O trabalho de Topp et al. (1980), realizado com mais cuidado, teve grande repercussão, e dessa maneira atribui-se a esses autores o pioneirismo na utilização da técnica da reflectometria no domínio do tempo para a medição do conteúdo de umidade de solos.

Topp et al. (1980), utilizaram o RDT para determinar uma relação entre K_a e θ_v em solos insaturados. Estes pesquisadores, após uma série de 18 experimentos com 4 solos variando de argilosos até lemo-arenosos e alterando o conteúdo de

matéria orgânica, chegaram a uma conclusão semelhante à de Ludien (1971), ou seja, a constante dielétrica é uma função fortemente dependente do conteúdo de umidade do solo e fracamente dependente do tipo de solo (textura), densidade, e temperatura, na frequência de medição entre 20 MHz e 1 GHz.

A grande contribuição do trabalho de Topp et al. (1980) quando comparado ao trabalho de Lundien (1971), é que o método da reflectometria no domínio do tempo é muito mais fácil de ser empregado, principalmente em se tratando de medições no campo. Topp et al., obtiveram a seguinte curva de calibração:

$$\theta_v = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} K_a - 5,5 \times 10^{-4} K_a^2 + 4,3 \times 10^{-6} K_a^3 \quad (4.2)$$

$(0 < \theta_v < 0,52)$

Apesar desta relação funcionar bem no caso de solos minerais, Topp et al. verificaram que no caso de solos com alto teor de matéria orgânica, o valor de K_a é inferior ao valor correspondente na curva de calibração. No caso de leito de esferas de vidro, ocorre o oposto. Concluiu-se, de forma qualitativa, que a área superficial ativa do solo controla as propriedades dielétricas das primeiras camadas moleculares de água adsorvida.

Ledieu et al. (1986), dentre outros objetivos propostos, determinaram uma curva de calibração para o lemo, solo que possui quantidades iguais de areia, silte e argila. Estes autores assumiram um comportamento linear entre o conteúdo de umidade e o tempo de propagação do pulso eletromagnético (t). Além disso, verificaram que a densidade tem pouca influência sobre o tempo de propagação do pulso.

A curva de calibração de Ledieu et al. (1986) em muito se assemelha à curva de Topp et al. (1980), já que os conteúdos de umidade correspondentes a mesma constante dielétrica resultam em valores muito próximos. A falha cometida por

Ledieu et al. (1986) foi ter colocado θ_v em função de t . Como o tempo de propagação do pulso é uma função do comprimento da sonda, a curva encontrada somente é válida para a sonda utilizada, que no caso tinha 30 cm de comprimento. A equação proposta é:

$$\theta_v = 0,0569t - 0,1758 = 0,0569 \frac{2L\sqrt{K_a}}{c} - 0,1758 \quad (4.3)$$

$$(0,12 < \theta_v < 0,37)$$

que, para a sonda de 30 cm, fornece:

$$\theta_v = 0,1138\sqrt{K_a} - 0,1758 \quad (4.4)$$

Ao se considerar que a equação anterior pode ser utilizada para qualquer comprimento de sonda, esta relação torna-se geral.

Herkelrath et al. (1991) desenvolveram um circuito multiplexador de baixo custo e que exige pouca tecnologia para controlar até 144 sondas. Antes de utilizar o equipamento no campo, foi determinada a curva de calibração do solo em questão. Os 5 solos testados tinham grande conteúdo de matéria orgânica ($\approx 12,6$ % de carbono), e esta foi a razão, segundo os autores, da curva encontrada fornecer valores de K_a até 30 % inferiores à curva de Topp et al., para o mesmo valor do conteúdo de umidade.

Uma das grandes contribuições de Herkelrath et al. foi verificar que o conteúdo de umidade é uma função linear do inverso da velocidade de propagação do pulso eletromagnético ($\theta_v = A*1/V + B$). Essa constatação, em última instância, confirma a hipótese de Ledieu et al. (1986) que sugeriram a linearidade entre θ_v e t . Entretanto, neste caso, a velocidade de propagação do pulso é uma função apenas da

constante dielétrica do meio e, dessa maneira, a equação encontrada é válida para todos os comprimentos de sonda. Apesar da comprovação experimental da linearidade de θ_v com $1/V$ ($R^2 > 99\%$), Herkelrath et alii (1991) utilizaram um modelo onde supunham que as fases sólida, líquida e gasosa estivessem em série e uma sonda de comprimento L atravessasse estas fases, para tentar provar, de forma teórica, a hipótese assumida. É importante ressaltar que os autores somente ensaiaram solos com alto teor de matéria orgânica, desta maneira não se pode afirmar de antemão que todas as conclusões extraídas servem para qualquer tipo de solo. A equação obtida é:

$$\theta_v = 0,1273\sqrt{K_a} - 0,051$$

$$(0,12 < \theta_v < 0,80)$$
(4.5)

Nadler et al. (1991) obtiveram curvas de calibração independentes para as sondas de 2 hastes e 3 hastes. Ambas as curvas foram obtidas para um solo do tipo lemo siltoso. Verificou-se que para conteúdos de umidade superiores a aproximadamente $0,18 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, o valor da constante dielétrica prevista pelas equações das sondas de 2 hastes e de 3 hastes é superior ao valor previsto pela equação de Topp et al. (1980), provavelmente porque se tratava de um solo com textura mais grossa. As equações obtidas são:

2 hastes:

$$\theta_v = -7,99 \times 10^{-2} + 3,98 \times 10^{-2} K_a - 15,0 \times 10^{-4} K_a^2 + 24,0 \times 10^{-6} K_a^3$$

$$(0,06 < \theta_v < 0,28)$$
(4.6)

3 hastes:

$$\theta_v = -7,00 \times 10^{-2} + 3,51 \times 10^{-2} K_a - 11,0 \times 10^{-4} K_a^2 + 10,0 \times 10^{-6} K_a^3$$

$$(0,06 < \theta_v < 0,28)$$
(4.7)

Vários anos após o trabalho de Topp et al. (1980), Dasberg e Hopmans (1992) provaram a hipótese de que a constante dielétrica de solos com textura muito fina é inferior ao valor de K_a de solos com textura mais grosseira, para o mesmo conteúdo de umidade. Este fato pode ser explicado pelas moléculas de água que se aderem à superfície sólida (água adsorvida). Estas moléculas se movimentam menos que a água livre e possuem constante dielétrica similar à do gelo ($K_a \approx 3$). Como solos com texturas mais finas possuem maior área superficial ativa, e conseqüentemente maior quantidade de água adsorvida, a constante dielétrica medida com o RDT é inferior ao valor de K_a de solos com texturas mais grossas. Para realizar essa prova, os autores traçaram curvas de calibração para 2 solos. O primeiro solo (solo 1) era do tipo lemo arenoso (textura mais grosseira) e o solo 2 do tipo lemo argiloso (textura mais fina). Verifica-se claramente, através da Figura 4.1, que o solo lemo argiloso apresenta valores de K_a inferiores ao solo lemo arenoso para o mesmo conteúdo de umidade. As equações obtidas são:

solo lemo arenoso:

$$\theta_v = -7,51 \times 10^{-2} + 4,24 \times 10^{-2} K_a - 18,5 \times 10^{-4} K_a^2 + 38,0 \times 10^{-6} K_a^3 \quad (4.8)$$

$(0,012 < \theta_v < 0,45)$

solo lemo argiloso:

$$\theta_v = -10,96 \times 10^{-2} + 5,81 \times 10^{-2} K_a - 22,7 \times 10^{-4} K_a^2 + 32,0 \times 10^{-6} K_a^3 \quad (4.9)$$

$(0,04 < \theta_v < 0,45)$

No ano seguinte Jacobsen e Schjønning (1993a) ensaiaram 5 tipos de solos, com a textura variando de areia grossa até lemo areno argiloso. Esses pesquisadores obtiveram a seguinte curva de calibração:

$$\theta_v = -7,01 \times 10^{-2} + 3,47 \times 10^{-2} K_a - 11,6 \times 10^{-4} K_a^2 + 18,0 \times 10^{-6} K_a^3 \quad (4.10)$$

$(0,02 < \theta_v < 0,36)$

além disto, tais autores verificaram que a inclusão do valor da densidade aparente, do conteúdo de argila e do conteúdo de matéria orgânica, fornece melhorias significativas na curva de calibração. A inclusão da densidade provoca maiores melhorias. A equação, no caso da inclusão desses parâmetros, torna-se:

$$\theta_v = -3,41 \times 10^{-2} + 3,45 \times 10^{-2} K_a - 11,4 \times 10^{-4} K_a^2 + 17,1 \times 10^{-6} K_a^3 + \\ -3,70 \times 10^{-2} \rho_s + 7,36 \times 10^{-4} \% \text{ argila} + 47,7 \times 10^{-4} \% \text{ mat. orgânica} \quad (4.11) \\ (0,02 < \theta_v < 0,36)$$

Os autores também verificaram que o valor da constante dielétrica de solos com texturas mais finas é inferior ao de solos com texturas mais grossas, confirmando a hipótese de Topp et al. (1980).

Conciani (comunicação pessoal, 1995) estudou solos com a densidade variando de 1,4 a 1,9 e verificou que todos os solos ensaiados apresentaram constantes dielétricas menores para o mesmo conteúdo de umidade, quando comparadas com a curva de Topp et al. (1980). A explicação para esse fato está na grande atividade iônica dos solos estudados. Solos com grande interação iônica possuem constante dielétrica menor para o mesmo conteúdo de umidade.

Inúmeras foram as curvas de calibração realizadas até o presente momento. Algumas curvas foram obtidas para solos específicos enquanto outras procuraram ser o mais gerais possíveis. A Tabela 4.1 contém os dados referentes à Figura 4.1, que apresenta as principais curvas de calibração existentes.

Tabela 4.1 - Dados referentes à Figura 4.1.

Autor	Ano	Faixa de validade	Tipos de solo
Jacobsen e Schjønning	1993	$0,02 < \theta_v < 0,36$	5 solos - de areia grossa até lemo areno argiloso
Dasberg e Hopmans	1992	$0,01 < \theta_v < 0,45$	solo 1 - lemo arenoso
Dasberg e Hopmans	1992	$0,01 < \theta_v < 0,45$	solo 2 - lemo argiloso
Nadler et al. - 3 hastes	1991	$0,07 < \theta_v < 0,28$	1 solo - lemo siltoso
Nadler et al. - 2 hastes	1991	$0,07 < \theta_v < 0,28$	1 solo - lemo siltoso
Herkelrath et al.	1991	$0,12 < \theta_v < 0,80$	5 solos - alto conteúdo de matéria orgânica
Ledieu et al.	1986	$0,12 < \theta_v < 0,37$	1 solo - lemo
Topp et al.	1980	$0,02 < \theta_v < 0,52$	4 solos - lemo arenoso, lemo argiloso, e argila
Lundien	1971	$0,02 < \theta_v < 0,60$	Várias misturas de areia, argila e silte

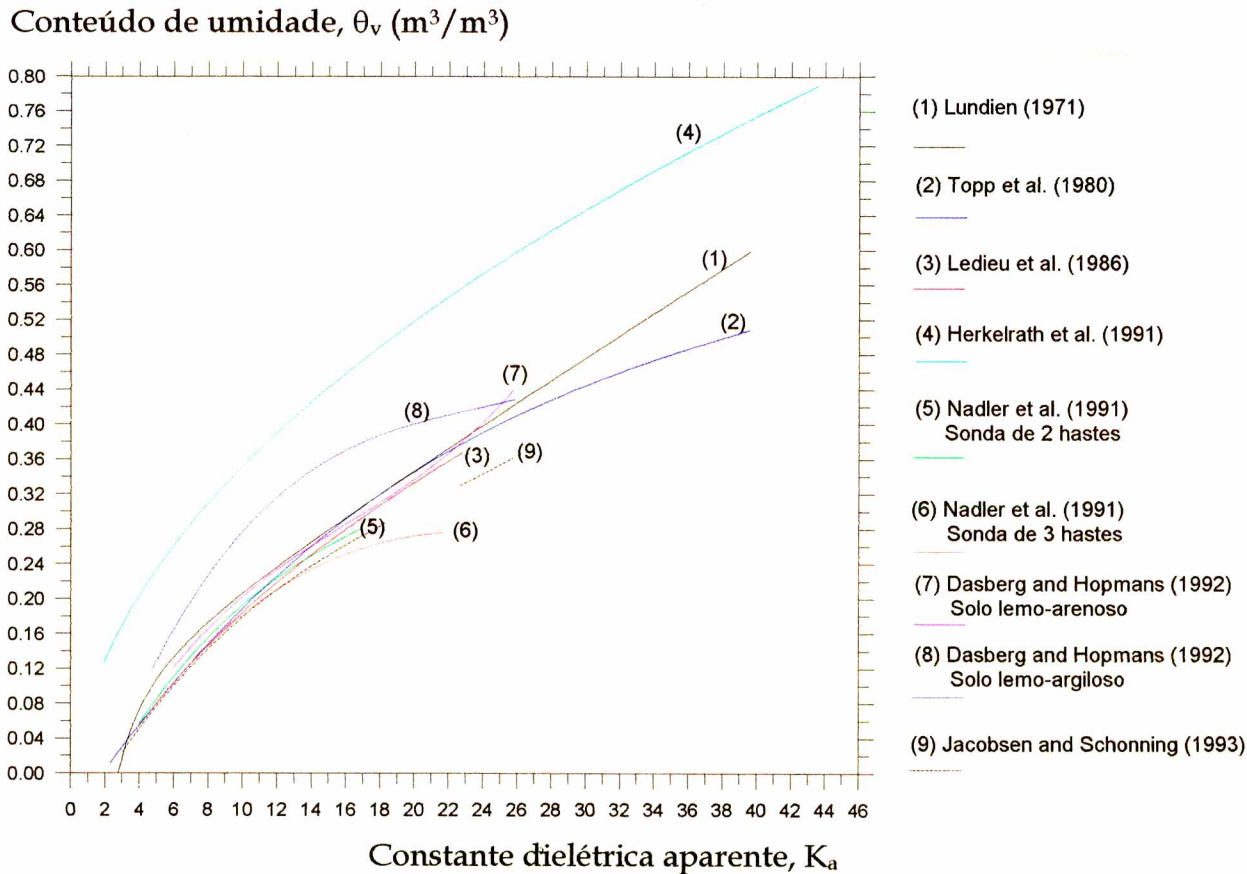


Figura 4.1 - Curvas de calibração mais comuns.

No presente trabalho estuda-se o solo de reaterro da cabos elétricos de alta tensão. Como já foi salientado, trata-se de um solo areno-siltoso com mistura mal graduada.

Com base na granulometria do *backfill*, este solo tem textura grossa. Tratando-se de um solo mineral, com porcentagem nula de matéria orgânica, é de se esperar que a sua curva de calibração se situe abaixo da curva de calibração de Topp et al. (considerando K_a na abscissa e θ_v na ordenada).

4.2. DESCRIÇÃO DA BANCADA EXPERIMENTAL

A bancada experimental aqui apresentada foi projetada e contruída com duas finalidades principais: em primeiro lugar, determinar a curva de calibração do solo de reaterro, e em segundo lugar, verificar a influência dos parâmetros geométricos da sonda sobre a resposta do aparelho. A bancada é composta por três partes principais: um micro-computador, um testador de cabo tipo RDT e um conjunto de calibração (tubo de PVC, compactador de aço, base de alumínio e hastes de aço inoxidável). Ver Figura 4.2.

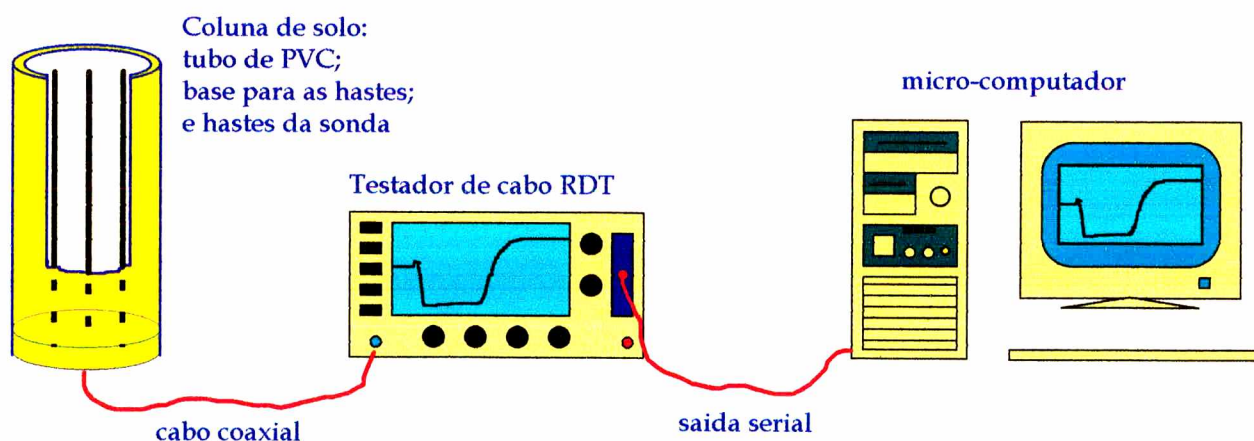


Figura 4.2 - Esquema ilustrativo da bancada experimental.

O tubo de PVC tem a finalidade de conter a coluna de solo, permitindo que a compactação possa ser feita mantendo uma densidade a seco uniforme. Esse tubo possui 146 mm de diâmetro interno e 300 mm de altura. No lado interno da parede do tubo foi colocada uma escala que permite o conhecimento do volume de solo adicionado, desta forma possibilitando a manutenção de uma uniformidade na densidade do solo.

A base para as hastes do RDT, confeccionada em alumínio, foi projetada de forma a ser o mais versátil possível, porém a um custo reduzido. O modelo construído permite a instalação de 3 ou 4 hastes, com diâmetros, comprimentos e distâncias entre eixos variáveis.

Na base de alumínio foram feitos 15 furos com 2 mm de diâmetro, dispostos de forma a se poder instalar sondas com 3 e 4 hastes. Os furos foram localizados sobre 3 circunferências concêntricas com diâmetros diferentes. Os diâmetros foram escolhidos de forma a se manter constante o volume do anel compreendido entre as hastes, ou seja, o volume do anel mais externo é igual ao volume do anel do meio que é igual ao volume do anel mais interno. Desta maneira, 3 distâncias entre centros de hastes podem ser criadas. Um esquema da base para as hastes é mostrado na Figura 4.3.

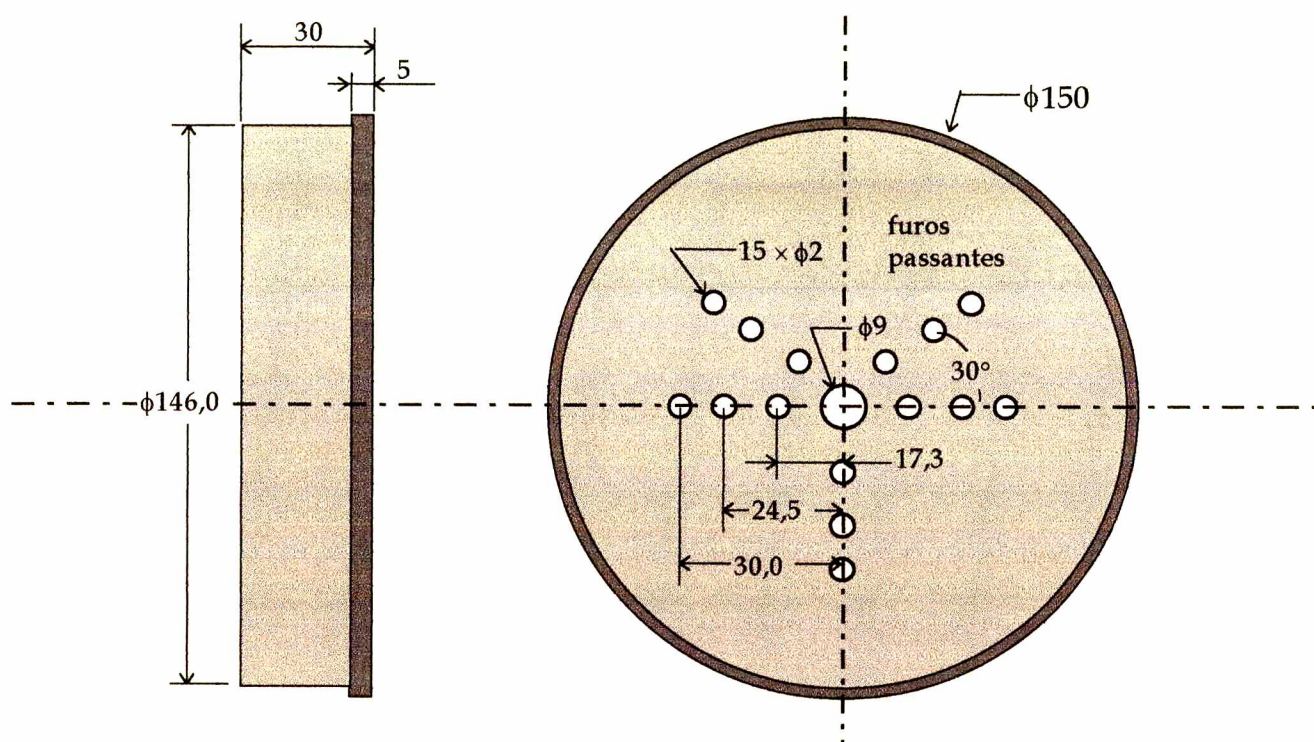


Figura 4.3 - Base de alumínio para as hastes do RDT.

Os demais parâmetros geométricos que podem ser variados são o comprimento e o diâmetro das hastes. Para se variar o diâmetro das hastes basta confeccionar a haste de forma a possuir em um dos lados o diâmetro de 2 mm mais uma tolerância que garanta um ajuste com interferência no furo da base. No caso da utilização de eletrodos de soldagem de aço inox, alguns dos diâmetros possíveis são 2,5 mm, 3,25 mm etc... Para se variar o comprimento das hastes basta simplesmente cortá-las no lugar desejado.

A base foi confeccionada de forma a ser encaixada no tubo de PVC. A fixação destes componentes é feita por uma braçadeira.

O compactador de aço é um cilindro com 140 mm de diâmetro por 10 mm de altura. Esse componente possui duas hastes que auxiliam na compactação manual e 16 furos que permitem a passagem das hastes bem como garantem que a distância entre os eixos das mesmas se mantenha constante.

4.3. METODOLOGIA EXPERIMENTAL

No total foram executados 50 experimentos com o solo de reaterro. Esta série de experimentos tinha dois objetivos principais: em primeiro lugar, avaliar a influência dos parâmetros geométricos da sonda na resposta do equipamento, e em segundo lugar determinar a curva de calibração para esse solo. Dois foram os parâmetros geométricos estudados: distância e comprimento das hastes. Ensaaiaram-se 3 posições distintas das hastes para o comprimento e diâmetro mantidos constantes e 2 comprimentos distintos mantendo a distância entre as hastes na posição mais próxima.

Em cada uma das 5 configurações estudadas, ver Tabela 4.2, foram executados 10 experimentos, de forma que a saturação variasse de aproximadamente zero até 90 %, em incrementos de 10 % ou 0,025 cm³/cm³. Desta forma, torna-se possível construir curvas de calibração para cada configuração, permitindo uma comparação direta entre os tipos de sonda estudados e além disso, permitindo a construção de uma curva de calibração única.

Tabela 4.2 - Configurações estudadas.

Configuração	Geometria das hastes		
	Comprimento (L) (mm)	Distância (S) (mm)	Diâmetro (d) (mm)
1	250,0 ± 0,1	30,0 ± 0,5	2,50 ± 0,05
2	250,0 ± 0,1	24,5 ± 0,5	2,50 ± 0,05
3	250,0 ± 0,1	17,3 ± 0,5	2,50 ± 0,05
4	150,0 ± 0,1	17,3 ± 0,5	2,50 ± 0,05
5	80,0 ± 0,1	17,3 ± 0,5	2,50 ± 0,05

Antes de iniciar os experimentos, uma quantidade considerável de backfill, suficiente para realizar uma série de 10 ensaios, era acondicionada em sacos plásticos. O conteúdo de umidade inicial do backfill armazenado era determinado gravimetricamente através da média de 5 amostras retiradas aleatoriamente de cada

sacola. Verificou-se que existia pouca variação na umidade obtida e desta maneira constatou-se uma homogeneidade bastante boa no solo coletado.

Conhecido o conteúdo de umidade inicial do backfill, bastava agora adicionar a quantidade de água correta para se obter os percentuais de saturação desejados. Como não se dispunha de um recipiente adequado para misturar 9 kg de *backfill* com água, optou-se por misturar 1 kg de solo por vez. Este valor corresponde à massa que deve ser compactada a cada 3 cm de coluna de solo, para manter a densidade a seco constante igual a 2 g/cm^3 . Quando a homogeneização estava adequada, o solo era compactado no tubo de PVC. Para o completo preenchimento da coluna são necessários 9 kg de solo, ou 9 camadas. Para se evitar a secagem do solo durante a mistura das amostras, colocava-se uma tampa no tubo de PVC. No final da compactação, o tubo era vedado.

Realizado esse procedimento inicial, conectava-se o conjunto de calibração ao RDT. A leitura dos pontos inicial e final da sonda era realizada pelo operador e, adicionalmente, uma aquisição do sinal era feita através de um programa de aquisição de dados. Este programa computacional foi retirado do manual da interface RS-232 do equipamento e adaptado de forma a calcular K_a . Com base na curva de calibração fornecida, o programa determina θ_v numericamente, grava os dados em arquivos, e procede à leitura dos arquivos gravados. As incertezas de medição de K_a e θ_v são fornecidas pelo programa. Mais detalhes a respeito do programa computacional podem ser vistos no Apêndice F.

Passava-se então à fase de retirar o *backfill* do tubo de PVC. Durante esse processo 4 ou 5 amostras, dependendo da saturação e da altura da coluna, eram coletadas ao longo do comprimento das hastes para determinação gravimétrica do conteúdo de umidade. Esta reavaliação do conteúdo de umidade tem a finalidade de verificar se houve secagem do solo durante o processo de compactação e se houve alguma movimentação de água no meio poroso. Como o processo de coleta de

amostras durante a retirada do *backfill* leva no máximo 5 segundos, a massa evaporada ou condensada é desprezível, dessa maneira, o conteúdo de umidade médio da coluna é considerado como a média das 4 ou 5 amostras coletadas. Feito isto tem-se um ponto na curva de calibração $K_a \times \theta_v$, onde o valor da constante dielétrica aparente é obtido através do RDT e o valor do conteúdo volumétrico de umidade é a média dos conteúdos de umidade das amostras coletadas¹.

É conveniente ressaltar que a secagem, para a determinação gravimétrica do conteúdo de umidade, foi realizada em duas estufas diferentes. As colunas de solo utilizadas nas duas primeiras configurações de sonda foram secadas a 70° C, que é a temperatura máxima atingida pela estufa que se dispunha. As demais colunas de solo foram todas secadas a 105° C, por pelo menos 24 h. Como a água adsorvida não é retirada a 70° C, o conteúdo de umidade não foi avaliado corretamente. Com a intenção de verificar a parcela de água adsorvida presente nas amostras de solo coletadas, foi realizada a secagem de 15 amostras, primeiramente a 70° C e posteriormente a 105° C. No Apêndice E são mostrados os resultados obtidos nesses ensaios, onde se verifica que a parcela de água adsorvida somente é significativa para conteúdos de umidade inferiores a $1,2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{m}^3$. Acima desse valor a maior parte da água presente se situa nos interstícios do meio poroso. Portanto como todas as amostras coletadas possuem conteúdos de umidade superiores a $1,2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{m}^3$, não houve desvios significativos nos resultados obtidos.

Além dos experimentos executados com o *backfill* foram feitos experimentos com ar, água, areias fina (areia 2) e grossa (areia 1) e um material derivado do backfill (backfill 2). A caracterização desses materiais foi apresentada no Capítulo 2. Os experimentos com ar e água foram feitos para se determinar o erro sistemático da bancada (ver Apêndice A). Os experimentos com areia tem a finalidade de validar a metodologia empregada, uma vez que se tratam de materiais já estudados. É de se

¹ Verificou-se que houve pouca variação entre os conteúdos de umidade obtidos antes (através da adição controlada de água) e após a compactação.

esperar que a curva de calibração das areias seja semelhante à curva de Topp et al. (1980). Os experimentos com o backfill 2 foram realizados para se verificar a influência da textura, bem como da densidade, na curva de calibração.

A Tabela 4.3 apresenta a relação dos ensaios realizados com as areias e o backfill 2.

Tabela 4.3 - Relação dos ensaios realizados com as areias e o backfill 2.

Dielétrico	Configurações de sonda utilizadas	$\theta_{v_{\min}}$ / $\theta_{v_{\max}}$	$\%S_{\min}$ / $\%S_{\max}$
Areia 1 (grossa)	1, 3 e 5	3,6e-4 / 0,21	0,25 / 58,21
Areia 2 (fina)	1, 2 e 3	1,2e-3 / 0,28	
Backfill 2	3 e 5	1,3e-4 / 0,17	

4.4. RESULTADOS OBTIDOS

4.4.1. CURVAS DE CALIBRAÇÃO

Na Tabela 4.4 são apresentados os resultados de $K_a \times \theta_v$ do *backfill*, para todas as configurações avaliadas.

Tabela 4.4 - Experimentos executados com o *backfill*.

Configuração 1 L=250/S=30		Configuração 2 L=250/S=24,5		Configuração 3 L=250/S=17,3		Configuração 4 L=150/S=17,3		Configuração 5 L=80/S=17,3	
K_a	θ_v	K_a	θ_v	K_a	θ_v	K_a	θ_v	K_a	θ_v
3,54	,00372	4,15	,00417	3,79	0,0005	4,37	,00121	4,34	,00322
$\pm 0,07$	$\pm ,00012$	$\pm 0,04$	$\pm ,00014$	$\pm 0,04$	$\pm ,00002$	$\pm 0,03$	$\pm ,00004$	$\pm 0,06$	$\pm 0,00011$
4,52	0,0350	4,65	0,0298	4,35	0,0118	4,85	0,0342	4,99	0,0298
$\pm 0,09$	$\pm 0,0011$	$\pm 0,09$	$\pm 0,0010$	$\pm 0,04$	$\pm ,00004$	$\pm 0,063$	$\pm ,00011$	$\pm 0,06$	$\pm 0,0010$
5,41	0,0706	5,53	0,0618	4,81	0,0357	5,80	0,0549	5,25	0,0555
$\pm 0,11$	$\pm 0,0023$	$\pm 0,04$	$\pm 0,0021$	$\pm 0,04$	$\pm ,00012$	$\pm 0,07$	$\pm ,00018$	$\pm 0,06$	$\pm 0,0019$
6,11	0,0798	6,67	0,0812	5,64	0,0525	6,687	0,0813	5,97	0,0881
$\pm 0,11$	$\pm 0,0027$	$\pm 0,05$	$\pm 0,0027$	$\pm 0,04$	$\pm ,00018$	$\pm 0,011$	$\pm ,00027$	$\pm 0,07$	$\pm 0,0030$
7,02	0,106	7,91	0,108	6,85	0,0866	8,00	0,108	7,23	0,104
$\pm 0,11$	$\pm 0,004$	$\pm 0,13$	$\pm 0,004$	$\pm 0,11$	$\pm ,00029$	$\pm 0,08$	$\pm 0,004$	$\pm 0,07$	$\pm 0,004$
8,27	0,143	9,18	0,138	7,77	0,115	9,55	0,137	8,84	0,145
$\pm 0,13$	$\pm 0,005$	$\pm 0,14$	$\pm 0,005$	$\pm 0,12$	$\pm 0,004$	$\pm 0,09$	$\pm 0,005$	$\pm 0,08$	$\pm 0,005$
10,24	0,162	11,85	0,156	8,18	0,134	10,58	0,154	11,88	0,164
$\pm 0,14$	$\pm 0,005$	$\pm 0,15$	$\pm 0,005$	$\pm 0,12$	$\pm 0,004$	$\pm 0,09$	$\pm 0,005$	$\pm 0,09$	$\pm 0,005$
13,94	0,190	13,05	0,184	11,03	0,166	13,97	0,180	13,22	0,194
$\pm 0,17$	$\pm 0,006$	$\pm 0,16$	$\pm 0,006$	$\pm 0,14$	$\pm 0,006$	$\pm 0,11$	$\pm 0,006$	$\pm 0,11$	$\pm 0,006$
15,80	0,211	15,23	0,205	13,13	0,190	14,73	0,212	14,35	0,216
$\pm 0,17$	$\pm 0,007$	$\pm 0,17$	$\pm 0,007$	$\pm 0,16$	$\pm 0,006$	$\pm 0,10$	$\pm 0,007$	$\pm 0,20$	$\pm 0,007$
16,98	0,212	16,78	0,218	15,23	0,194	16,00	0,224		
$\pm 0,19$	$\pm 0,007$	$\pm 0,18$	$\pm 0,007$	$\pm 0,17$	$\pm 0,006$	$\pm 0,11$	$\pm 0,007$		
				16,98	0,228				
				$\pm 0,19$	$\pm 0,008$				

Na Figura 4.4 é traçada a curva de calibração $\theta_v \times K_a$ dos resultados referentes à Tabela 4.3. Por outro lado, na Figura 4.5 é traçada a curva de calibração $\theta_v \times 1/V$.

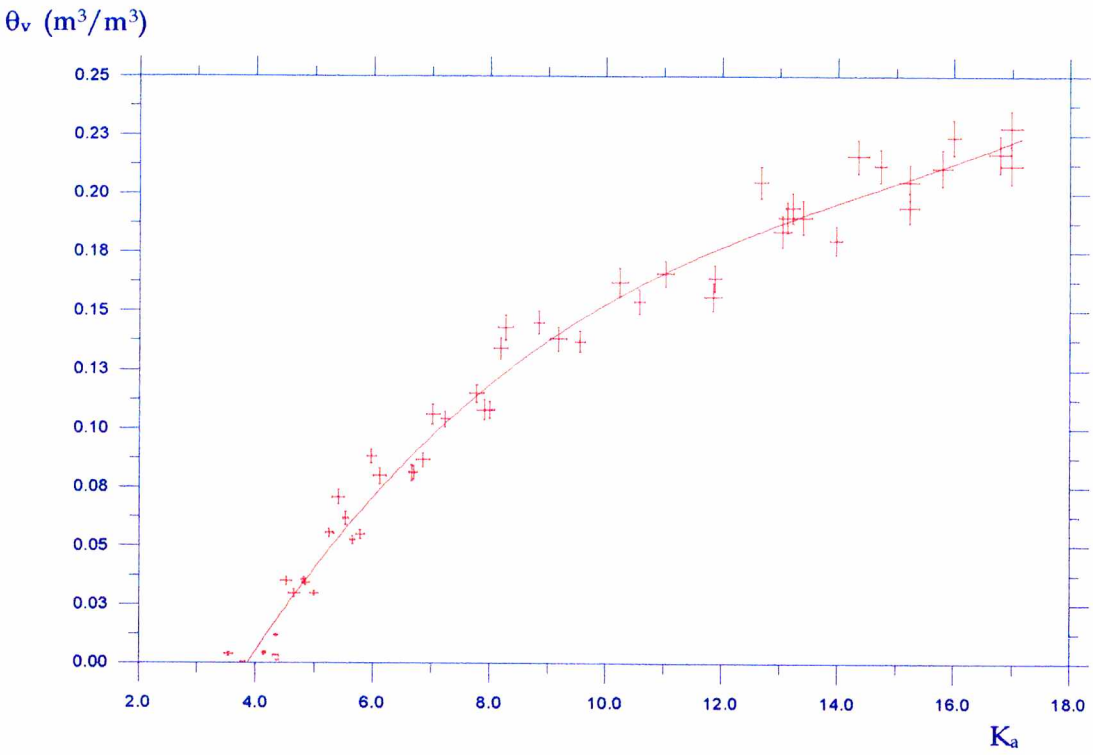


Figura 4.4 - Curva de calibração $\theta_v \times K_a$ do *backfill*. Ajuste cúbico.

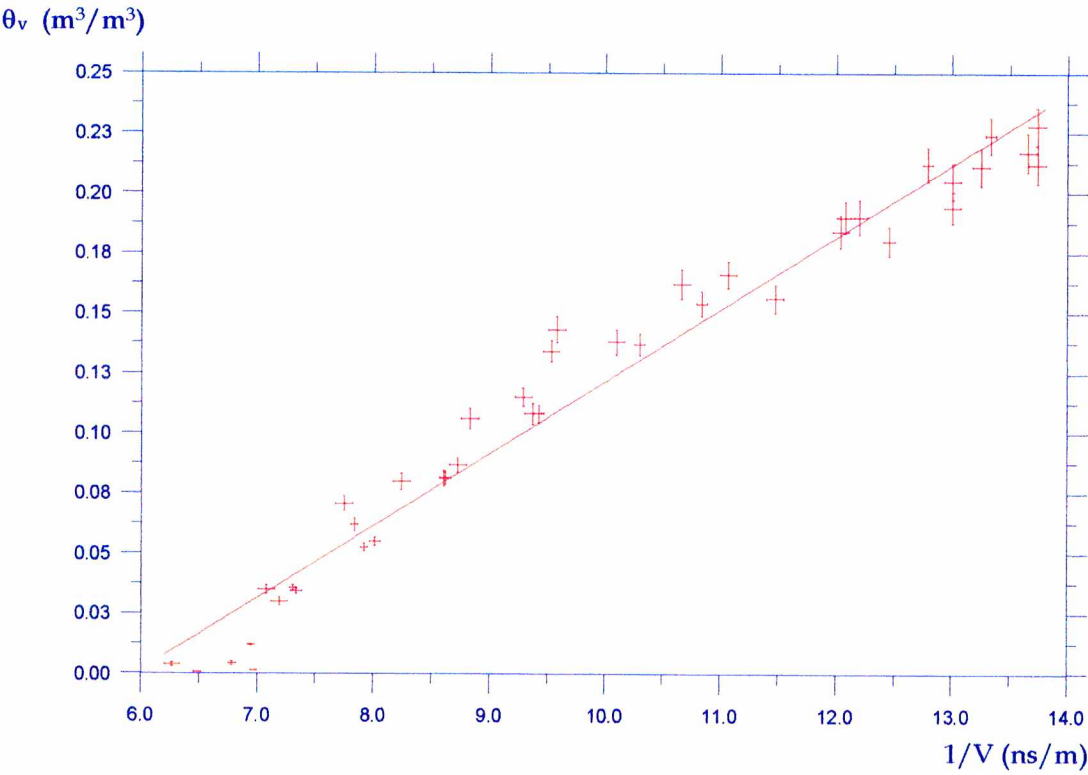


Figura 4.5 - Curva de calibração $\theta_v \times 1/V$ do *backfill*. Ajuste linear.

As curvas de calibração obtidas para o *backfill* são:

Gráfico $\theta_v \times K_a$:

$$\theta_v = -0,195 + 6,37 \times 10^{-2} K_a - 3,73 \times 10^{-3} K_a^2 + 8,39 \times 10^{-5} K_a^3$$

($R^2 = 0,98$)

(4.12)

Gráfico: $\theta_v \times 1/V$:

$$\theta_v = 0,030\left(\frac{1}{V}\right) - 0,179 \quad (R^2 = 0,96)$$

(4.13)

Na Tabela 4.5 são apresentados os resultados de $K_a \times \theta_v$ das areias grossa e fina e do backfill 2, enquanto que a Figura 4.6 apresenta os respectivos gráficos de dispersão e uma curva de calibração única para as areias. Não foi traçada uma curva para o backfill 2 devido ao pequeno número de pontos obtidos.

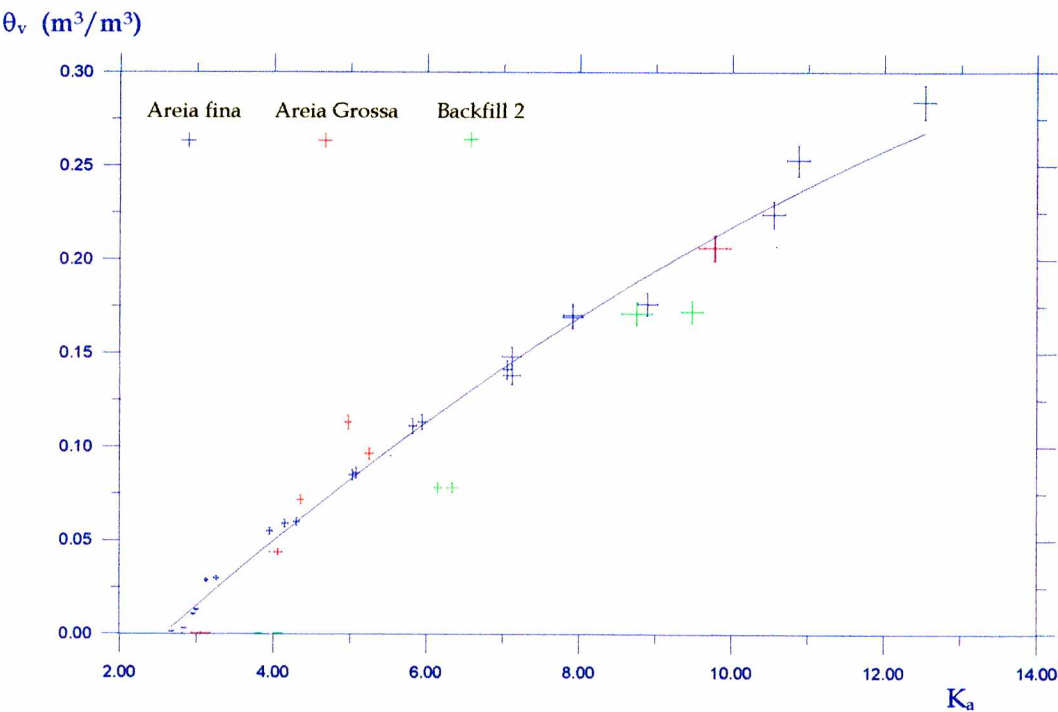


Figura 4.6 - Curva de calibração $\theta_v \times K_a$ do das areias grossa e fina e gráfico de dispersão do *backfill* 2.

Tabela 4.5- Experimentos executados com as areia fina e grossa e o *backfill* 2.

Areia grossa					
Configuração 1		Configuração 3		Configuração 5	
K _a	θ _v	K _a	θ _v	K _a	θ _v
4,35 ± 0,04	0,0716 ± 0,0024	2,82 ± 0,04	0,000358 ± 0,000012	3,06 ± 0,12	0,000358 ± 0,000012
4,97 ± 0,04	0,113 ± 0,0037	3,95 ± 0,04	0,0437 ± 0,0012	4,06 ± 0,05	0,0437 ± 0,0015
		5,53 ± 0,05	0,0951 ± 0,0032	5,25 ± 0,05	0,0961 ± 0,0032
		10,58 ± 0,13	0,207 ± 0,007	9,77 ± 0,21	0,206 ± 0,007
Areia fina					
Configuração 1		Configuração 2		Configuração 3	
K _a	θ _v	K _a	θ _v	K _a	θ _v
3,00 ± 0,03	0,0129 ± 0,0004	2,68 ± 0,03	0,00125 ± 0,00004	2,84 ± 0,03	0,00291 ± 0,00010
3,26 ± 0,03	0,0298 ± 0,0010	2,96 ± 0,03	0,0106 ± 0,0004	4,30 ± 0,04	0,0597 ± 0,0020
4,15 ± 0,04	0,0588 ± 0,0020	3,13 ± 0,02	0,0287 ± 0,0010	7,11 ± 0,12	0,148 ± 0,005
5,03 ± 0,04	0,0847 ± 0,0028	3,95 ± 0,04	0,0548 ± 0,0018	9,78 ± 0,14	0,206 ± 0,007
5,82 ± 0,05	0,111 ± 0,004	5,08 ± 0,04	0,0860 ± 0,0029	10,87 ± 0,15	0,253 ± 0,008
7,05 ± 0,05	0,141 ± 0,005	5,94 ± 0,05	0,113 ± 0,004	12,53 ± 0,16	0,284 ± 0,009
7,91 ± 0,12	0,170 ± 0,006	7,11 ± 0,11	0,138 ± 0,005		
8,89 ± 0,13	0,176 ± 0,006	7,91 ± 0,13	0,169 ± 0,006		
		10,55 ± 0,15	0,224 ± 0,007		
Backfill 2					
Configuração 3			Configuração 5		
K _a	θ _v		K _a	θ _v	
3,81 ± 0,04	0,000135 ± 0,000004		4,06 ± 0,05	0,000135 ± 0,000005	
6,15 ± 0,05	0,0780 ± 0,0026		6,34 ± 0,08	0,0780 ± 0,0026	
9,48 ± 0,14	0,172 ± 0,006		8,75 ± 0,20	0,171 ± 0,006	

As equação da curva de calibração para as areias é:

$$\theta_v = -9,96 \times 10^{-2} + 4,11 \times 10^{-2}K_a - 9,38 \times 10^{-4}K_a^2$$

(4.14)

Na Figura 4.7, mostram-se comparações diretas entre solos com texturas e densidades bem distintas. Nota-se que a curva de Topp et al. (1980) não fornece resultados satisfatórios quando o solo tem grande conteúdo de matéria orgânica (curva de Herkelrath et al., 1991) ou tem textura muito grossa e densidade muito alta (*backfill*). Para a areia a curva representou bem o comportamento apresentado, principalmente para conteúdo de umidade menores. Para conteúdos de umidade maiores, a presença de sais nas areias teve uma influência significativa. Para o *backfill* 2, a curva de Topp et al. somente representou bem o comportamento apresentado para conteúdos de umidade mais altos. Este fato era esperado pois a densidade aparente do *backfill* 2 é menor que a densidade aparente do *backfill*, desta forma tende a possuir uma constante dielétrica menor para o mesmo conteúdo de umidade. Para conteúdos de umidade mais baixos a influência da matriz sólida é muito grande e, desta maneira, o comportamento do *backfill* 2 se assemelha ao comportamento do *backfill*.

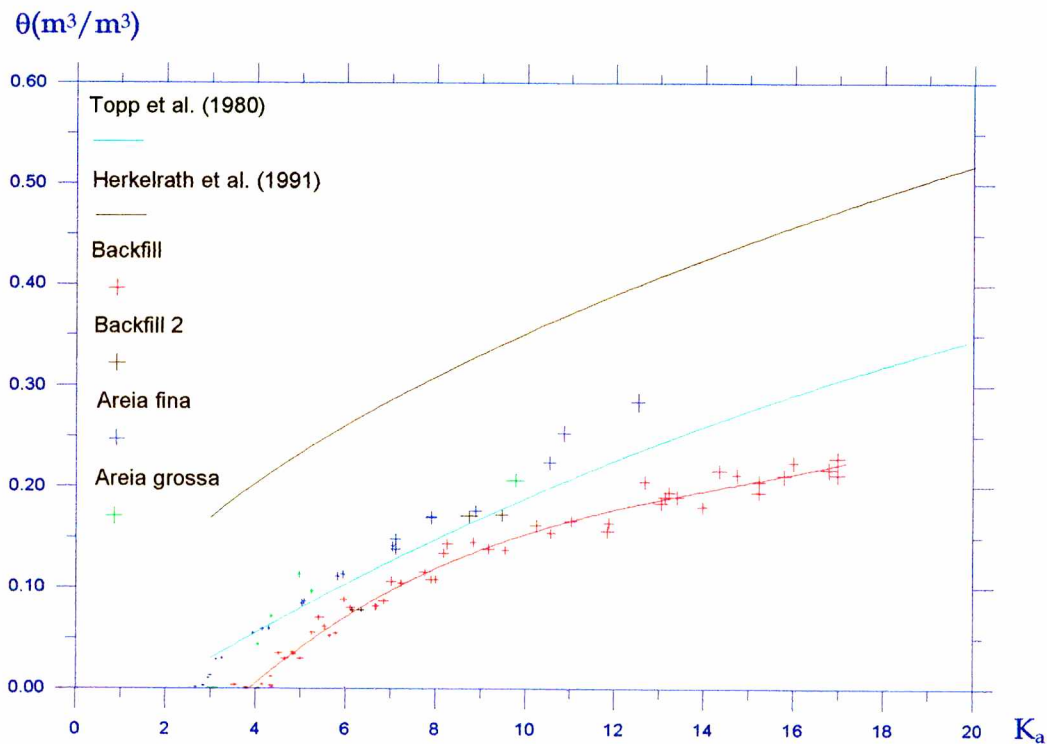


Figura 4.7 - Comparação entre curvas de calibração de solos com texturas e densidades muito distintas.

Para realizar os experimentos de infiltração foram construídas sondas especiais: curtas e com base retangular (Figura 3.7). Essas sondas apresentaram um comportamento diferente das sondas utilizadas para a calibração do backfill. Dessa maneira foi realizada uma calibração específica. A Figura 4.8 apresenta a calibração deste tipo de sonda quando comparada à calibração das sondas circulares e à curva de calibração de Topp et al. (1980). As diferenças encontradas serão discutidas ainda neste capítulo.

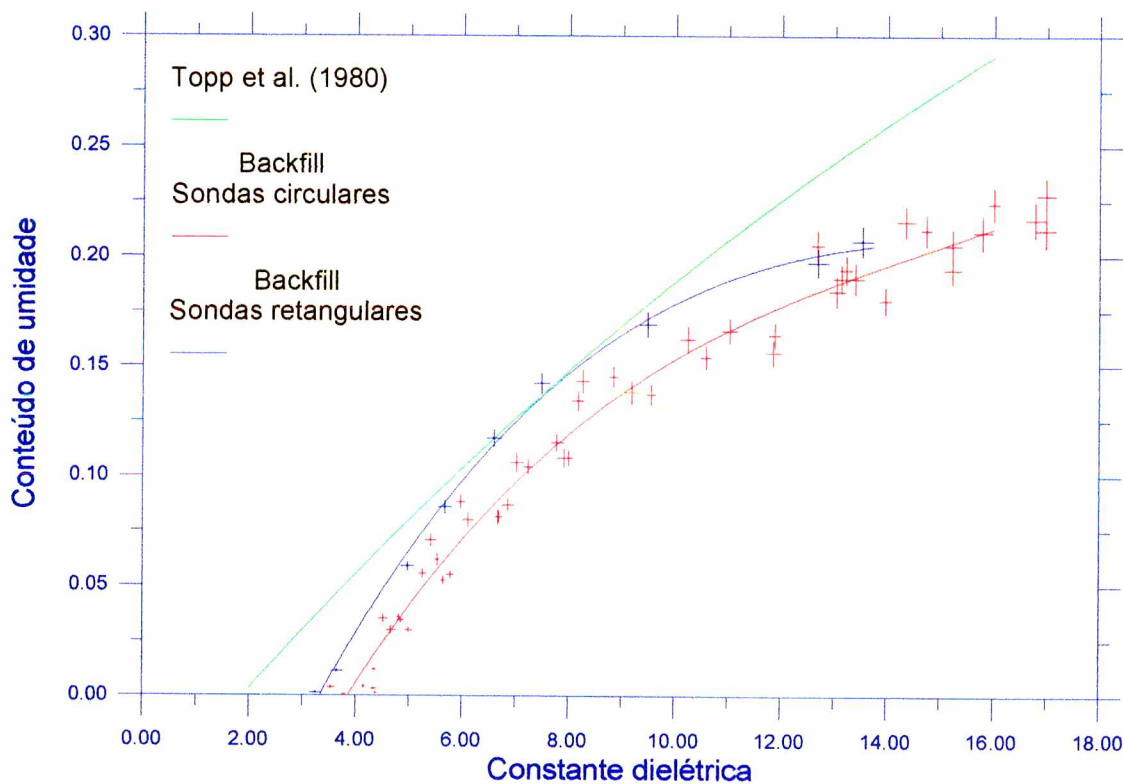


Figura 4.8 - Comparação entre as curvas de calibração das sondas de base retangular, base circular e curva de Topp et al. (1980).

A equação de calibração das sondas de base retangular é:

$$\theta_v = -0,186 + 0,0681K_a - 0,00391K_a^2 + 7,46 \times 10^{-5} K_a^3 \tag{4.15}$$

4.4.2. PARÂMETROS GEOMÉTRICOS

Um dos objetivos do presente trabalho é a avaliação da resposta do equipamento quando são alterados os parâmetros geométricos da sonda, bem como a verificação da influência destes parâmetros na curva de calibração dos solos. Dois foram os parâmetros geométricos avaliados: distância entre hastes e comprimento das hastes. Na Figura 4.9 mostra-se uma comparação dos sinais obtidos pelo RDT quando é variada a distância entre hastes. Nota-se através dessa figura que quanto maior for a distância entre hastes maior é a sensibilidade do equipamento.

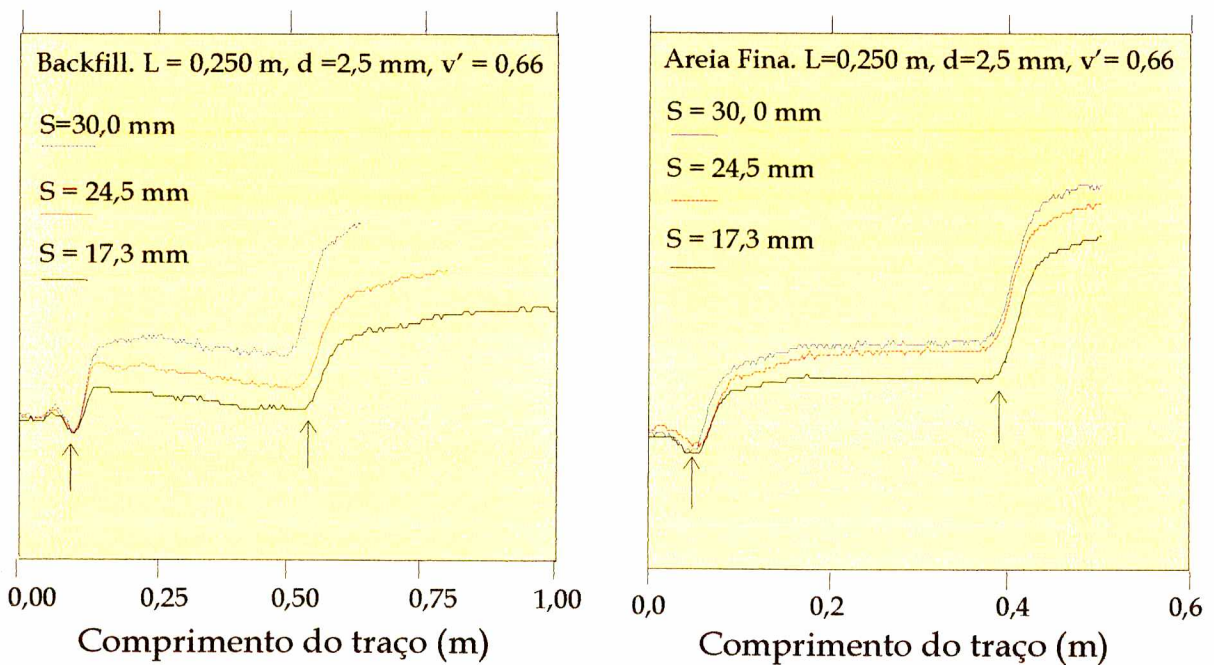


Figura 4.9 - Comparação entre os traços obtidos pelo RDT quando se varia a distância entre hastes (30, 24,5 e 17,3 mm). Mesmo conteúdo de umidade (solo seco). Solos backfill e areia fina.

A Figura 4.10, por sua vez, foi colocada com a intenção de mostrar a resposta do RDT quando se varia o comprimento das hastes. Neste caso, a sensibilidade do equipamento não é alterada. Entretanto, quanto mais curta for a sonda, menor é o comprimento do traço, e dessa maneira maiores vão se tornando os erros de leitura. Por outro lado, sondas muito longas tendem a atenuar o sinal produzido pelo RDT, dificultando a interpretação do traço produzido.

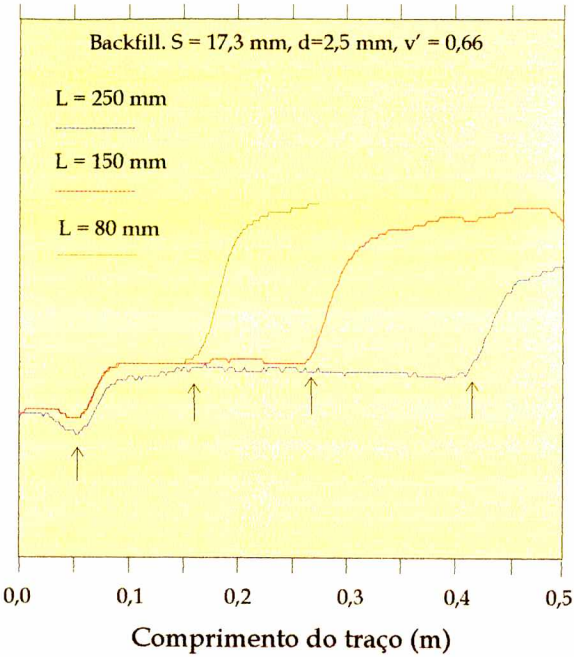


Figura 4.10 - Comparação entre os traços obtidos pelo RDT quando se varia o comprimento das hastes (250, 150 e 80 mm). Mesmo conteúdo de umidade. Solo backfill.

As figuras a seguir mostram a influência dos parâmetros geométricos nas curvas de calibração dos solos estudados. Na Figura 4.11 são feitas comparações entre as curvas de calibração quando é variado o comprimento das hastes.

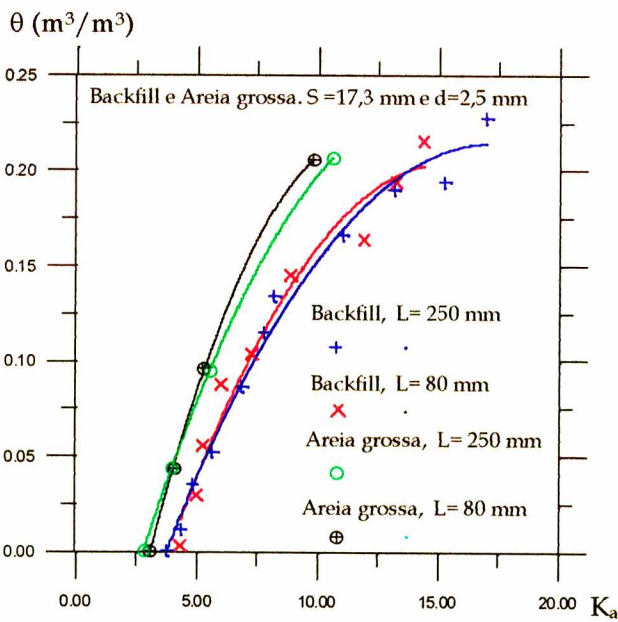


Figura 4.11 - Comparação entre as curvas de calibração de sondas quando é variado o comprimento das hastes. Solos backfill e areia grossa.

Verifica-se que sondas mais curtas fornecem constantes dielétricas aparentes menores que sondas mais longas, para o mesmo conteúdo de umidade.

Quando se varia a distância entre hastes, verifica-se que sondas mais largas medem constantes dielétricas aparentes sensivelmente menores que sondas mais estreitas, para o mesmo conteúdo de umidade (Figura 4.12).

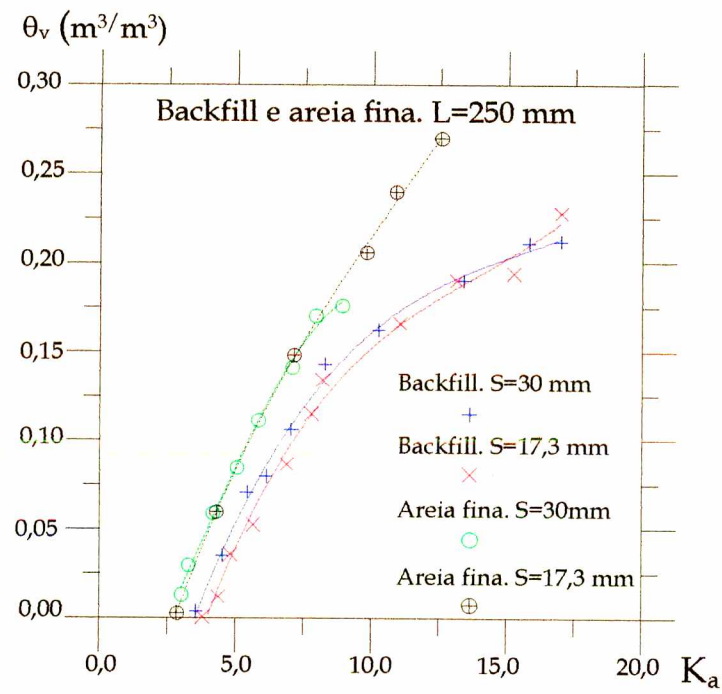


Figura 4.12 - Comparação entre as curvas de calibração de sondas quando é variada a distância entre hastes. Solos backfill e areia fina.

4.5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

4.5.1. CURVAS DE CALIBRAÇÃO

Analizando o gráfico da Figura 4.7, nota-se a influência de três variáveis nas curvas de calibração obtidas: área superficial ativa (A_s), densidade a seco dos solos (ρ_s) e interação iônica. Solos com maiores áreas superficiais, tais como solos com alto conteúdo de matéria orgânica ou solos argilosos, possuem constante dielétrica menor do que solos com textura mais grossa, para um mesmo conteúdo de umidade.

Além do efeito da área superficial do solo, existe também o efeito da densidade a seco. Solos com maiores densidades a seco possuem constante dielétrica maior do que solos menos densos, para um mesmo conteúdo de umidade, uma vez que a contribuição da fase sólida na constante dielétrica aumenta. Esse fato pode ser verificado quando se compara a curva de calibração do *backfill* com os resultados obtidos para o backfill 2. Como o backfill 2 possui uma densidade a seco inferior que o *backfill*, terá uma constante dielétrica menor para o mesmo conteúdo de umidade. É importante notar que o backfill 2 é um solo mais grosso que o *backfill* (possui uma área área superficial menor), e esse fato acarreta num ligeiro aumento da constante dielétrica do solo. Entretanto, o aumento de K_a resultante da diminuição de A_s é menos relevante que a diminuição da constante dielétrica como consequência da diminuição da densidade a seco. Tal constatação também foi verificada por Jacobsen e Schjønning, 1993.

A interação iônica é outro fato observável. Como as areias utilizadas não foram lavadas, estas possuíam sais diluídos. Os ions livres presentes diminuem a constante dielétrica para o mesmo conteúdo de umidade e isso ocorre pois o dielétrico (capacidade de isolamento elétrico) do material diminui. Este fato se torna mais pronunciado quanto maior for o conteúdo de umidade.

Quando o conteúdo de umidade é zero, verifica-se que existe uma diferença entre a constante dielétrica dos solos. Primeiramente, porque o material constituinte é diferente, e em segundo lugar, porque a densidade a seco varia. Conforme é adicionada água, esta primeiramente se aloja nas superfícies dos grãos sólidos (água adsorvida); devido à pequena mobilidade, a constante dielétrica dessa água é próxima da constante dielétrica do gelo ($K_a \approx 3$). Conseqüentemente, nesta primeira fase, é necessário adicionar uma grande quantidade de água para produzir um pequeno aumento do K_a do solo. Solos com maior área superficial têm essa primeira fase mais longa. Numa segunda fase, a água adicionada começa a preencher os interstícios do meio poroso (água intersticial). Devido à maior mobilidade dessa água, sua constante dielétrica é igual à da água livre, $K_a \approx 81,5$. Neste caso, uma pequena adição de água produz um aumento considerável na constante dielétrica do solo e este efeito vai se tornando tanto mais acentuado quanto mais próximo o solo está da saturação (Larrosa et al., 1995).

Analizando a Figura 4.8, nota-se que as sondas de base retangular apresentam uma curva de calibração sensivelmente à esquerda da curva de calibração das sondas de base circular. Existem algumas causas prováveis para esse fato. Em primeiro lugar, devido à pequena dimensão do recipiente usado para a compactação do backfill, a densidade aparente obtida foi inferior a $2,0 \text{ g/cm}^3$. O valor de ρ_s se situa entre $1,89 \text{ g/cm}^3$ e $1,99 \text{ g/cm}^3$. Como já foi discutido, solos com densidades aparentes menores tendem a possuir uma constante dielétrica menor para o mesmo conteúdo de umidade, principalmente para baixas umidades, onde a contribuição da fase sólida é importante.

Além disso, como as sondas medem a constante dielétrica aparente, tanto a parte real quanto a parte imaginária são obtidas. Portanto, existe uma influência da geometria da sonda na resposta do equipamento. Sondas mais longas tendem a atenuar o sinal produzido pelo RDT e dessa maneira, medem constantes dielétricas aparentes ligeiramente superiores às sondas mais curtas. Essa tendência é observada

na Figura 4.11, onde as sondas mais curtas forneceram uma resposta mais à esquerda que sondas mais longas.

Nadler et al. (1991) também observaram diferenças entre as curvas de calibração de sondas com geometrias diferentes, no mesmo tipo de solo. No caso destes autores foram utilizadas sondas de 2 hastes e sondas de 3 hastes, ver Figura 4.1.

Outro fato muito importante é que o traço obtido pelo RDT para as sondas retangulares não apresentou o ponto de mínimo, utilizado nas sondas circulares para definir o ponto de início das hastes. Dessa maneira, o ponto de início das hastes foi definido de outra forma (ver Capítulo 6). Esta definição não gera erros, pois, como pode ser visto no Apêndice A, os erros sistemáticos das sondas retangulares são muito pequenos, tanto para o ar quanto para a água.

4.5.2. PARÂMETROS GEOMÉTRICOS

Na Figura 4.9 compara-se os traços obtidos pelo RDT quando se varia a distância entre hastes. Verifica-se que a principal influência desse parâmetro incide no aumento ou diminuição da sensibilidade do equipamento. Sondas com maiores distâncias entre hastes tendem a ser mais sensíveis que sondas mais estreitas. Entretanto, não houve mudança significativa no valor de K_a calculado para as distâncias entre hastes estudadas, ver Figura 4.12. Existe apenas uma ligeira tendência de sondas com distâncias entre hastes maiores fornecerem valores de K_a menores que sondas mais estreitas, entretanto são necessários mais dados para confirmar esse comportamento.

Quando se varia o comprimento das hastes, não existe mudança na sensibilidade do equipamento, Figura 4.10. Entretanto quanto mais curta for a sonda, menor é o comprimento do traço e maiores são os erros de leitura. No caso da sonda com 80 mm de comprimento, torna-se difícil a leitura do sinal, principalmente no

caso de solo seco. Entretanto, testes realizados com água destilada indicaram que as sondas de 80 mm, seja a utilizada na bancada de calibração ou a utilizada na bancada de infiltração, fornecem resultados satisfatórios.

Verifica-se, a partir da Figura 4.11, uma ligeira tendência de sondas mais curtas fornecerem valores de K_a sensivelmente inferiores ao de sondas mais longas, para um mesmo conteúdo de umidade. Como no caso anterior, são necessários mais experimentos para confirmar essa tendência.

A seguir são apresentados os ensaios realizados em solos com umidade variável.

CAPÍTULO 5

MONITORAMENTO DE FRENTES DE UMIDIFICAÇÃO

5.1. INTRODUÇÃO

Nos cabos de alta tensão subterrâneos, o calor dissipado por efeito joule produz um gradiente térmico no solo que provoca a transferência de calor e massa nas vizinhanças dos cabos. Devido ao aquecimento da região próxima ao cabo um processo de evaporação se estabelece. A pressão do vapor na região aquecida aumenta, provocando a sua difusão para as regiões mais frias. Esse fato, por outro lado, impõe um gradiente de conteúdo de umidade contrário ao gradiente de temperatura, forçando a migração de água, na forma líquida, das regiões mais úmidas para as regiões mais secas (Brandon, 1989).

Se o conteúdo de umidade do solo próximo ao cabo for inferior à um determinado valor crítico θ_{cr} , o processo de retorno de água por capilaridade é seriamente reduzido. Nesse ponto ocorre o desequilíbrio entre os fluxos de vapor e líquido, e esse fenômeno é chamado de instabilidade térmica do solo.

O valor de θ_{cr} pode ser obtido através, por exemplo, da curva resistividade térmica em função do conteúdo de umidade (Figura 5.1).

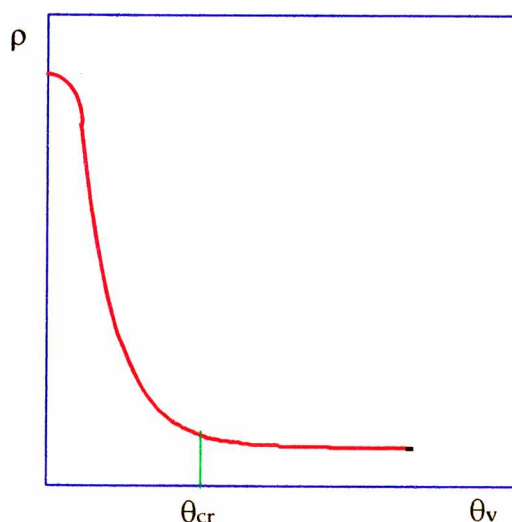


Figura 5.1 - Definição do conteúdo de umidade crítico.

Segundo a norma Pirelli (1987), o valor de θ_{cr} é definido como o ponto no qual a curva começa a sofrer uma variação brusca.

No presente trabalho foram abordadas metodologias para a determinação da posição da superfície de separação entre camadas de solo com umidades diferentes, bem como para a medição da umidade média de cada camada, conhecida a umidade de uma das camadas.

Primeiramente, executaram-se experimentos estáticos. Nesse tipo de teste a sonda atravessa 2 camadas com tamanhos e umidades conhecidas. Foram testados os casos de camada úmida sobrepondo camada seca e vice-versa. A grande vantagem desses tipos de ensaios é que permitem uma validação da metodologia empregada. Em segundo lugar, validada a metodologia, estudou-se o caso da infiltração horizontal, onde se determinaram a posição da frente de molhamento e a umidade da porção de solo a montante da frente.

Uma vez conhecida a dinâmica de resposta do RDT à frentes de umidificação, é possível estabelecer um procedimento para monitorar o processo de transferência de massa em torno de cabos elétricos subterrâneos de alta tensão.

5.2. DESCRIÇÃO DA BANCADA EXPERIMENTAL

Utilizaram-se duas bancadas para a execução dos experimentos. A bancada usada nos ensaios estáticos foi a mesma utilizada para a calibração dos solos (Figura 4.2). Entretanto, neste caso, colocou-se uma chapa de PVC (2 mm de espessura) para separar a camada úmida da camada seca. Verificou-se que a chapa de PVC não alterou o sinal produzido pelo equipamento, uma vez que a sua espessura é muito pequena.

A bancada para os experimentos de infiltração é mostrada na Figura 5.2. Nessa bancada a coluna de solo é colocada horizontalmente e o processo de infiltração é realizado a uma pressão negativa (ψ).

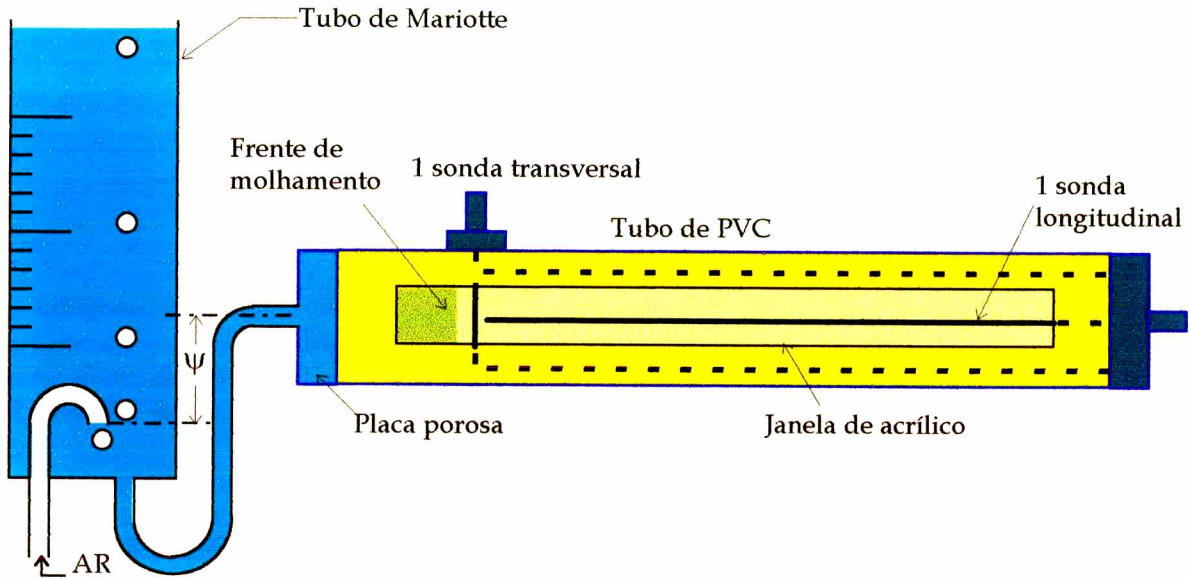


Figura 5.2 - Bancada para os ensaios de infiltração horizontal.

Utilizaram-se duas configurações de coluna de solo. Na primeira instalou-se apenas a sonda circular longitudinal (sonda nº 2 $\Rightarrow L = 248,0 \pm 0,1$ mm, $S = 25 \pm 0,5$ mm e $d = 2 \pm 0,05$ mm), e na segunda configuração instalou-se a sonda longitudinal e uma sonda retangular transversal ao escoamento (sonda nº 3 $\Rightarrow L = 80,7 \pm 0,1$ mm, $S = 12 \pm 0,5$ mm e $d = 2 \pm 0,05$ mm). A sonda longitudinal é utilizada para determinar a posição e a umidade média da camada de solo à montante da frente, conhecida a umidade inicial da amostra. A sonda transversal é utilizada para medir a umidade média numa seção da coluna de solo e compará-la com os resultados obtidos pela sonda circular longitudinal.

5.3. METODOLOGIA EMPREGADA

5.3.1. EXPERIMENTOS ESTÁTICOS

Foram realizados 8 ensaios com o backfill. Em todos os casos utilizou-se a sonda nº 1 (sonda construída para a bancada de calibração - Figura 4.2) adaptada para a terceira configuração ($L = 250 \pm 0,1$ mm, $S = 17,3 \pm 0,5$ mm, $d = 2 \pm 0,05$ mm). Em 5 ensaios a camada seca antecedia a camada úmida, enquanto nos três ensaios seguintes, colocou-se a camada úmida antes da camada seca. Portanto, tratavam-se de ensaios com degraus de umidade bem definidos. Nos experimentos realizados variou-se o conteúdo de umidade e a espessura de cada camada. Ambos os parâmetros eram conhecidos.

A principal vantagem desse tipo de ensaio é permitir o conhecimento mais preciso do traço obtido pelo RDT. Como todas as variáveis são conhecidas é possível se determinar com precisão o ponto referente à fronteira entre as camadas.

5.3.2. EXPERIMENTOS DINÂMICOS

Foram executados dois ensaios de infiltração horizontal em coluna unidimensional semi-infinita. No primeiro ensaio foi instalada somente a sonda circular longitudinal, enquanto no segundo ensaio instalou-se a sonda transversal além da sonda longitudinal. Essas duas sondas foram colocadas de forma a não haver cruzamento dos campos elétricos e magnéticos.

A posição da frente de molhamento e o tempo de infiltração foram anotados diversas vezes. Desta maneira foi possível comparar o valor da posição da frente determinada com o RDT, com aquele determinado visualmente. No primeiro experimento aplicou-se uma sucção de 45 mmH₂O na placa porosa. No segundo experimento, com as duas sondas, além da posição da frente, era possível comparar o

valor do conteúdo de umidade medido com a sonda longitudinal com aquele medido com a sonda transversal. Neste caso, o valor de θ_v obtido com a sonda longitudinal deve ser ligeiramente inferior ao valor de θ_v obtido com a sonda transversal, uma vez que a sonda longitudinal mede o conteúdo de umidade médio desde a frente de molhamento até o final das hastes. Neste segundo experimento, aplicou-se uma sucção de 5 mmH₂O.

5.4. RESULTADOS OBTIDOS

5.4.1. EXPERIMENTOS ESTÁTICOS

Na Figura 5.3 são apresentados dois traços obtidos durante os experimentos estáticos. Em um dos traços mostra-se a configuração típica do sinal obtido pelo RDT para camada seca antecedendo a camada úmida (curva rosa). O outro traço indica a configuração oposta (curva verde).

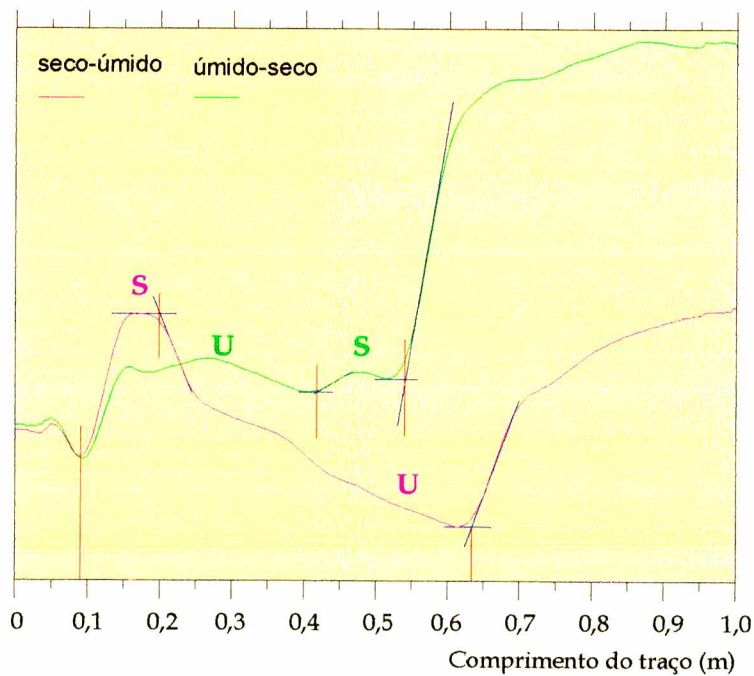


Figura 5.3 - Traços típicos do RDT. Camadas seca-úmida e úmida-seca¹.

¹ Foi realizada uma filtragem das curvas obtidas (Apêndice F - Programa de Aquisição de Dados).

As posições referentes ao início da sonda, final da sonda e à interface seco-úmido (ou úmido-seco) são mostradas na Figura 5.3 (segmentos de reta vermelhos). A letra S indica solo seco e a letra U indica solo úmido. O início das sondas é dado pelo primeiro ponto de mínimo, enquanto o final das sondas é obtido pela intersecção da reta tangente ao último ponto cuja derivada é nula ou quase nula com a reta tangente ao ponto cuja derivada é máxima. As interfaces seco-úmido e úmido-seco são dadas de forma semelhante ao ponto de final das sondas, ou seja, através do ponto de cruzamento das retas tangentes.

Na Tabela 5.1 são mostrados os resultados obtidos nesse tipo de experimento, quando comparados com os valores reais conhecidos. Nessa tabela o subíndice 1 ou 2 indica a camada a que se refere a variável. A camada 1 é a camada mais próxima da base da sonda e a camada dois a mais distante. Para utilizar a metodologia apresentada no Capítulo 3, o conteúdo de umidade da camada 1 é uma variável conhecida.

Tabela 5.1 - Resultados obtidos nos experimentos estáticos.

Exp.	Conf.	θ_{v1} conhecido (cm ³ /cm ³)	L ₁ real (m)	L ₁ RDT (m)	θ_{v2} real (cm ³ /cm ³)	θ_{v2} RDT (cm ³ /cm ³)
1	seco / úmido	0,0303 ± 0,0010	0,120 ± 0,002	0,130 ± 0,002	0,141 ± 0,005	0,138 ± 0,005
2	seco / úmido	0,0221 ± 0,0007	0,120 ± 0,002	0,126 ± 0,002	0,099 ± 0,003	0,099 ± 0,006
3	seco / úmido	0,0490 ± 0,0016	0,060 ± 0,002	0,070 ± 0,002	0,082 ± 0,003	0,105 ± 0,002
4	seco / úmido	0,0529 ± 0,0018	0,060 ± 0,002	0,068 ± 0,001	0,110 ± 0,004	0,103 ± 0,002
5	seco / úmido	0,0702 ± 0,0024	0,060 ± 0,002	0,062 ± 0,002	0,153 ± 0,005	0,181 ± 0,003
6	úmido/ seco	0,137 ± 0,005	0,185 ± 0,002	0,174 ± 0,004	0,055 ± 0,002	0,063 ± 0,020
7	úmido/ seco	0,136 ± 0,005	0,150 ± 0,002	0,132 ± 0,003	0,088 ± 0,003	0,094 ± 0,010
8	úmido/ seco	0,111 ± 0,004	0,180 ± 0,002	0,178 ± 0,003	0,059 ± 0,002	0,092 ± 0,017

Na Figura 5.4 são apresentados os resultados da Tabela 5.1 em forma de gráficos.

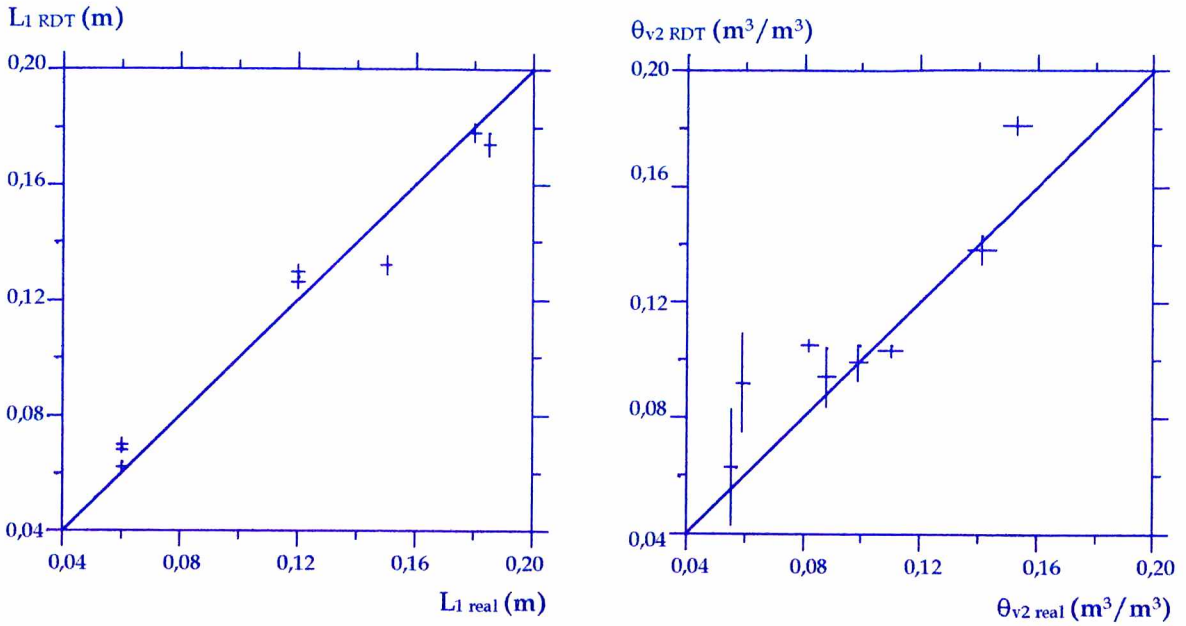


Figura 5.4 - Comparação entre os valores reais e os valores medidos pelo RDT.

Uma característica interessante de ser observada é que o RDT mede o conteúdo de umidade médio do solo. No caso de várias camadas, o valor de θ_v obtido é a média ponderada por volume dos conteúdos de umidade de cada camada. Na Tabela 5.2 e na Figura 5.5 são mostrados os resultados de $(\bar{\theta}_v)_{RDT} \times (\bar{\theta}_v)_{Real}$.

A explicação para este fato é simples, podendo ser esclarecida a partir das características da curva de calibração dos solos. A constante dielétrica média é dada por:

$$K_a = \left(\frac{L'}{v'L} \right)^2 \quad (5.1)$$

onde L' é o comprimento total do traço e L é o comprimento da sonda. Os comprimentos aparentes da camada 1 e 2 são dados por:

$$L'_{1,2} = v'L_{1,2}\sqrt{K_{a_{1,2}}} \quad (5.2)$$

Se o tempo que o pulso leva para atravessar a camada 1 mais o tempo para atravessar a camada 2 é igual ao tempo total, ou seja são desprezadas as múltiplas reflexões que ocorrem na interface (Topp et al., 1982), então temos que:

$$L' = L'_1 + L'_2 \quad (5.3)$$

Portanto, substituindo a Equação (5.2) na Equação (5.3) e finalmente na Equação (5.1), obtêm-se:

$$K_a = \left(\frac{v' L_1 \sqrt{K_{a_1}} + v' L_2 \sqrt{K_{a_2}}}{v' L} \right)^2 = \left(\frac{L_1 \sqrt{K_{a_1}} + L_2 \sqrt{K_{a_2}}}{L} \right)^2 \quad (5.4)$$

Além disso, a equação de calibração cúbica pode ser aproximada por uma relação quadrática do tipo: $K_a \approx f(\theta^2)$, que quando substituída na Equação (5.4) fornece:

$$K_a = f\left(\frac{L_1 \theta_1 + L_2 \theta_2}{L}\right)^2 = f(\bar{\theta}_v) \quad (5.5)$$

Logo o conteúdo de umidade medido será o conteúdo de umidade médio ponderado pelo volume.

Tabela 5.2 - Comparação entre os valores.

Exp	$(\bar{\theta}_v)_{\text{Real}}$	$(\bar{\theta}_v)_{\text{RDT}}$
1	0,0879 ± 0,0029	0,0871 ± 0,0002
2	0,0620 ± 0,0021	0,0625 ± 0,0002
3	0,0738 ± 0,0025	0,0903 ± 0,0002
4	0,0963 ± 0,0032	0,0903 ± 0,0002
5	0,133 ± 0,004	0,1604 ± 0,0002
6	0,116 ± 0,004	0,1170 ± 0,0003
7	0,117 ± 0,004	0,1170 ± 0,0003
8	0,096 ± 0,003	0,1055 ± 0,0004

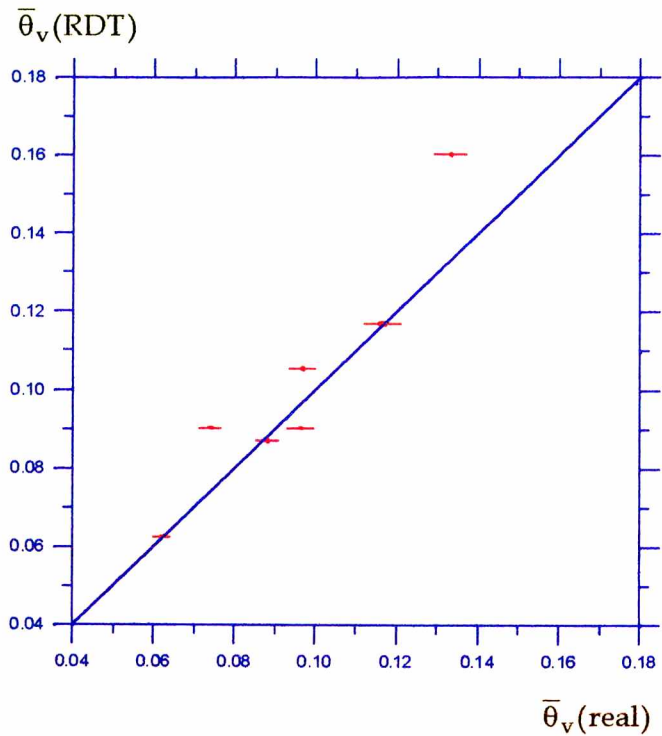


Figura 5.5 - Conteúdo de umidade médio medido com o RDT × valor medido gravimetricamente.

5.4.2. EXPERIMENTOS DINÂMICOS

Antes de realizar a infiltração se determinou a constante dielétrica da camada 1. O valor encontrado foi $K_{a1} = 4,016 \pm 0,006$, referente ao conteúdo de umidade $\theta_{v1} = 0,0060 \pm 0,0002 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Esses valores foram utilizados como condição de contorno para o cálculo da posição da frente de molhamento (em relação à base da sonda) e do conteúdo de umidade médio do volume de solo à montante da frente. Na Tabela 5.3 são apresentados os resultados obtidos no primeiro ensaio de infiltração. A frente de umidificação avança da extremidade da sonda (camada 2) à base desta (camada 1).

Tabela 5.3 - Resultados obtidos no primeiro ensaio de infiltração.

Tempo (s)	L ₁ real (m)	L ₁ RDT (m)	K _{a2} RDT	θ _{v2} RDT (cm ³ /cm ³)
0	0,241 ± 0,005	0,228 ± 0,004	13,8 ± 5,9	0,19 ± 0,05
4800	0,221 ± 0,005	0,221 ± 0,004	12,1 ± 3,8	0,18 ± 0,04
6000	0,215 ± 0,005	0,218 ± 0,004	12,1 ± 3,5	0,18 ± 0,04
10200	0,198 ± 0,005	0,204 ± 0,004	11,4 ± 2,2	0,17 ± 0,02
21000	0,168 ± 0,005	0,169 ± 0,003	10,0 ± 1,1	0,15 ± 0,02
25800	0,155 ± 0,005	0,157 ± 0,003	10,5 ± 1,0	0,16 ± 0,01
28500	0,148 ± 0,005	0,151 ± 0,003	10,2 ± 0,9	0,16 ± 0,01

Nota-se, da Tabela 5.3, que as incertezas de medição da constante dielétrica e, conseqüentemente, do conteúdo de umidade da camada 2 são bastante grandes. Para a primeira situação, quando a frente de umidificação se situa bem na extremidade da sonda, a incerteza de K_a chega a 43 %. Entretanto, a incerteza vai diminuindo conforme o comprimento da camada úmida (2) vai aumentando.

Comparando-se o conteúdo de umidade da camada 2, incluindo as incertezas de medição, com a umidade da seção a montante da frente (obtida nos ensaios de infiltração realizados e apresentados no Capítulo 7), constatou-se que houve uma pequena superestimativa desses valores. Existem algumas prováveis causas para este fato. Em primeiro lugar, a condição de sucção imposta foi diferente, e em segundo lugar, pode haver diferenças na compactação e conseqüentemente nas propriedades da coluna de solo.

Com o objetivo de constatar se existe ou não uma pequena superestimativa dos valores de θ_{v2} medidos, realizou-se um segundo experimento onde foram introduzidas duas sondas. Manteve-se a sonda longitudinal (long.) e colocou-se uma sonda transversal (transv.) ao escoamento. Na Tabela 5.4 são mostrados os resultados obtidos neste segundo experimento. A constante dielétrica da camada 1 é 3,857 ± 0,006, referente a um conteúdo de umidade zero.

Tabela 5.4 - Resultados obtidos no segundo ensaio de infiltração.

L ₁ real (m)	L ₁ RDT (m)	K _{a2} RDT tranv.	θ _{v2} RDT transv. (cm ³ /cm ³)	K _{a2} RDT long.	θ _{v2} RDT long. (cm ³ /cm ³)
0,155 ± 0,005	0,148 ± 0,003	8,12 ± 0,12	0,149 ± 0,002	10,3 ± 0,7	0,157 ± 0,008
0,152 ± 0,005	0,147 ± 0,003	8,14 ± 0,12	0,149 ± 0,002	11,1 ± 0,7	0,167 ± 0,008
0,143 ± 0,005	0,139 ± 0,003	8,24 ± 0,12	0,151 ± 0,002	10,8 ± 0,7	0,162 ± 0,008
0,134 ± 0,005	0,131 ± 0,002	8,24 ± 0,12	0,151 ± 0,002	10,6 ± 0,6	0,162 ± 0,007
0,128 ± 0,005	0,126 ± 0,002	8,38 ± 0,12	0,154 ± 0,002	10,8 ± 0,6	0,164 ± 0,007

A Figura 5.6 foi colocada com o objetivo de ilustrar como o RDT detecta o avanço de uma frente de umidificação. Nesta ilustração são mostrados 3 traços obtidos em tempos distintos, onde fica claro que a frente avança da direita para a esquerda (da extremidade da sonda para a base da mesma).

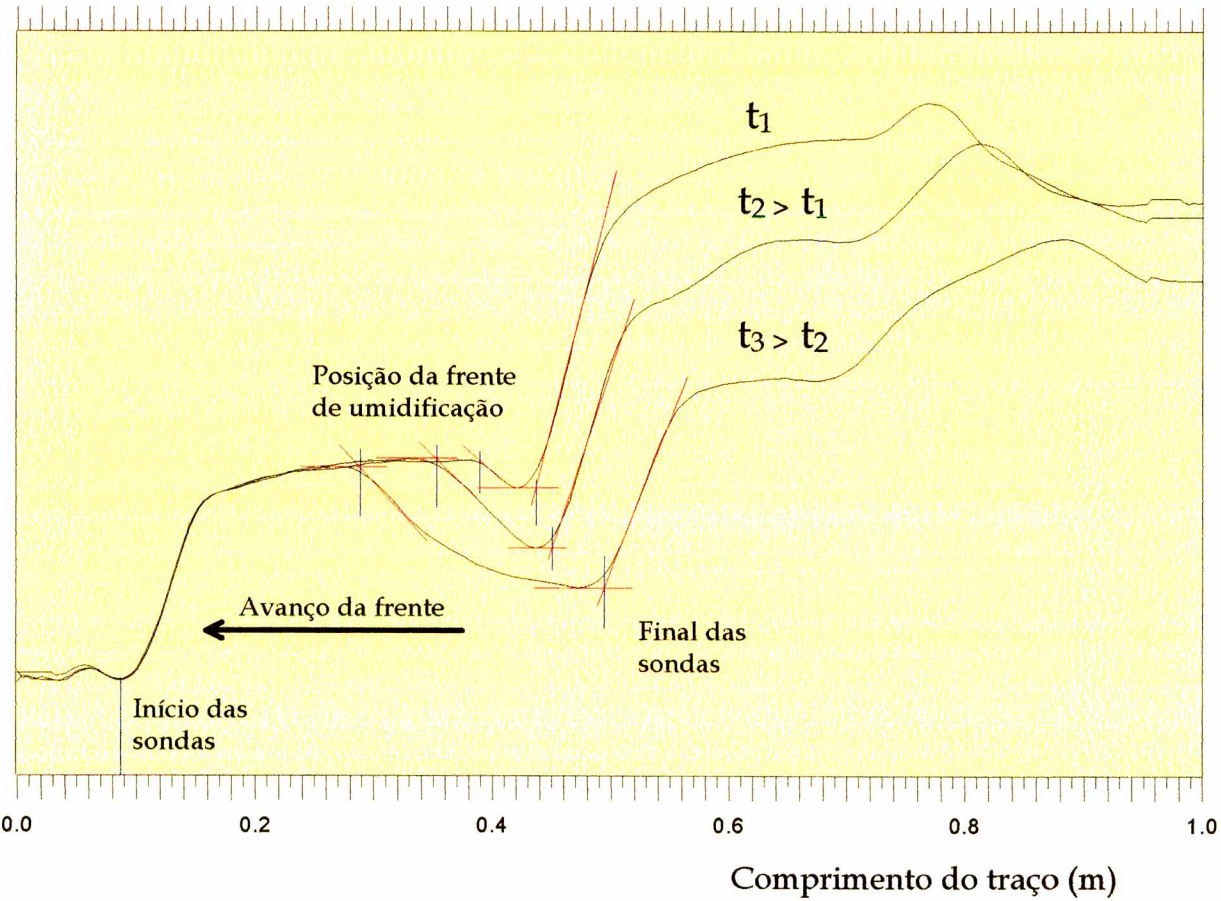


Figura 5.6 - Monitoramento do avanço da frente de umidificação com o uso do RDT.

Na Figura 5.7, por sua vez, é apresentada uma comparação direta da posição da frente de umidificação obtida com o RDT, quando comparada com a posição observada através da janela de acrílico.

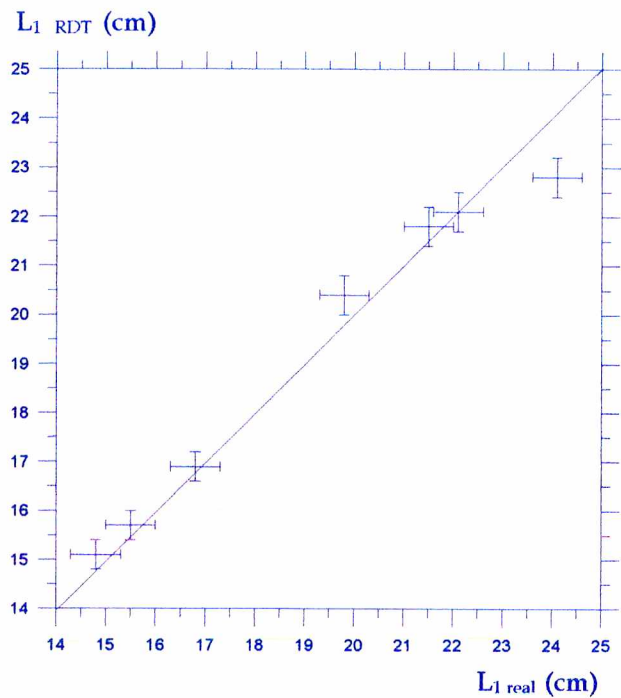


Figura 5.7 - Comparação da frente de umidificação medida com o RDT com a frente observada pela janela da acrílico.

Na Figura 5.8 são mostrados os resultados referentes ao segundo ensaio de infiltração. Foram feitas comparações entre a posição da frente de molhamento medida com o RDT e o valor observado, bem como uma comparação entre a umidade média da porção de solo a montante da frente, medida com a sonda longitudinal com a umidade medida pela sonda transversal.

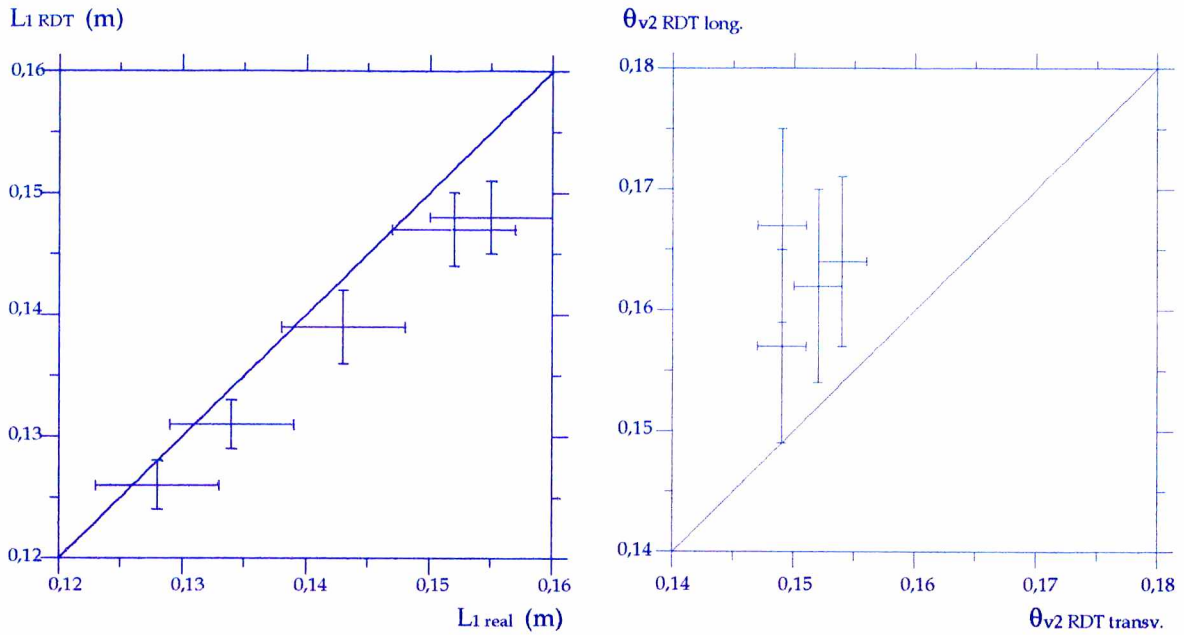


Figura 5.8 - Resultados obtidos no segundo experimento de infiltração.

5.5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Antes de passar à discussão dos experimentos estáticos e dinâmicos é conveniente ressaltar alguns detalhes de âmbito geral.

Apesar do traço do RDT apresentar todas as variações de impedância, relativas às mudanças na constante dielétrica do meio, é necessário conhecer uma condição de contorno para determinar a posição da superfície de separação entre duas camadas e o conteúdo de umidade médio de cada camada. Essa restrição se verifica pois o número de equações obtidas é sempre inferior ao número de variáveis. Uma forma alternativa de resolver este problema é se colocar duas sondas. Uma das sondas forneceria a condição de contorno necessária, enquanto a outra sonda determinaria os valores desejados.

A despeito das limitações da técnica, felizmente, em problemas práticos sempre existe a possibilidade de conhecer uma condição de contorno. Por exemplo, no caso de cabos elétricos de alta tensão enterrados, o conteúdo de umidade do solo distante do cabo é uma variável que pode ser determinada. Dessa forma, é possível monitorar o processo de secagem do solo próximo ao cabo.

5.5.1. EXPERIMENTOS ESTÁTICOS

Estes experimentos foram divididos em dois tipos. No primeiro tipo, a camada seca antecedia a camada úmida e no segundo tipo a camada úmida vinha antes da camada seca, tomando a base da sonda como referencial. Verifica-se a partir da Tabela 5.1 e da Figura 5.4 que no caso de camada seca antecedendo a camada úmida existe uma super-estimativa da posição da superfície de separação, enquanto no caso de camada úmida antecedendo a camada seca, ocorre o oposto. Estes desvios são consequência das dificuldades de se interpretar o traço obtido pelo RDT, em especial quando a camada úmida antecede a camada seca. Neste caso, verificou-se que o ponto de separação entre camadas se situa um pouco a frente do ponto de intersecção entre as retas tangentes (Figura 5.3). Como não existe um critério definido para se estabelecer com segurança o ponto exato da superfície de separação, convencionou-se o ponto de intersecção das retas tangentes como a posição dessa superfície. Dasberg and Hopmans (1992) e Nadler et al. (1991) também tiveram dificuldades em interpretar o sinal quando a camada úmida antecede a camada seca.

Outro aspecto interessante de ser observado é a ordem de grandeza das incertezas de medição. Verifica-se que quanto menor for o tamanho da segunda camada, maior será a incerteza de medição da constante dielétrica e consequentemente, do conteúdo de umidade desta camada.

Apesar de existir uma certa dificuldade na interpretação do sinal produzido pelo RDT, verifica-se, a partir dos resultados obtidos, uma boa concordância entre os

resultados experimentais e os valores de θ_{v2} e L_1 reais. É importante salientar que os dados reais também apresentam incertezas de medição significativas. No caso da medição do conteúdo de umidade utilizou-se o método da gravimetria em amostras de solo coletadas ao longo da coluna. Portanto, além das incertezas associadas à medição gravimétrica, existem incertezas devidas à retirada aleatória de amostras. O ideal seria a medição do conteúdo de umidade de toda a camada de solo, o que é inviável devido a pequena capacidade das balanças e estufas utilizadas.

Um aspecto interessante de ser observado é a comparação entre o conteúdo de umidade médio obtido com o RDT com os valores do conteúdo de umidade médio ponderados pelo volume, obtidos gravimetricamente. Nota-se que existe uma boa concordância entre esses valores. Portanto, a consideração de que a soma dos tempos que o pulso leva para atravessar cada camada é igual ao tempo total (Topp et al., 1982), funciona satisfatoriamente para este caso.

5.5.2. EXPERIMENTOS DINÂMICOS

Nos experimentos de infiltração, em condição de sucção, não existe um degrau de conteúdo de umidade bem definido. Em vez disso existe uma região de transição seca-úmida. Essa região é formada uma vez que os pequenos poros são preenchidos antes dos grandes poros. Dessa forma, o RDT detecta a posição em que o gradiente de umidade é máximo (Figura 5.6). Essa posição é definida como a posição da frente de umidificação, que, para quem observa da janela de acrílico, corresponde ao ponto cuja variação de coloração do solo é máxima.

Com base nas Tabelas 5.3 e 5.4 e nas Figuras 5.7 e 5.8, nota-se que o RDT determina a posição da frente de umidificação com bastante confiabilidade. Excessão somente no caso em que a frente se situa próxima das extremidades da sonda. Nestas situações, a determinação da frente é menos precisa, uma vez que existem efeitos de borda no campo eletromagnético. Nota-se também, que em ambos os casos as

incertezas de medição do comprimento da camada seca com o RDT são da mesma ordem de grandeza das incertezas obtidas através do exame visual.

Outro aspecto importante de ser observado pode ser visto na Figura 5.8. Como já havia sido previsto, percebe-se que o RDT superestima o conteúdo de umidade da porção de solo a montante da frente. Além dessa característica, é interessante notar que a incerteza de medição da umidade média a montante da frente, com o uso da sonda longitudinal, é 3 a 4 vezes maior que a incerteza obtida com a sonda transversal. Esse fato já havia sido observado em experimentos estáticos, onde verificou-se que quanto menor for o comprimento da camada úmida, maiores serão as incertezas de medição do conteúdo de umidade dessa camada.

Como continuação do presente trabalho deve-se realizar experimentos de secagem. Esse tipo de experimento não é tão simples de ser realizado como os de infiltração, entretanto, simularia mais adequadamente o processo de secagem do solo próximo a cabos elétricos de alta tensão subterrâneos. Nesse tipo de experimento seria possível verificar se existe ou não alguma tendência de super-estimação do conteúdo de umidade na porção de solo próxima ao cabo.

CAPÍTULO 6

PERMEABILIDADE DOS SOLOS

6.1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da condutividade hidráulica bem como do potencial de sucção do solo é indispensável para a aplicação quantitativa da teoria do escoamento em um meio poroso.

Neste Capítulo se apresenta a metodologia experimental empregada para a determinação da difusividade e condutividade hidráulicas, e consequentemente da permeabilidade, como uma função do conteúdo de umidade. O meio poroso a ser avaliado será o solo artificial de reaterro de cabos elétricos de alta tensão (*backfill*). Os resultados obtidos foram comparados com os resultados de Oliveira Jr. (1993), que utilizou uma técnica diferente para a obtenção da condutividade hidráulica do *backfill*.

Diversas são as técnicas existentes para a obtenção da condutividade e difusividade hidráulicas em meios porosos insaturados. Basicamente as técnicas se dividem em métodos em regime permanente, métodos em regime transiente e modelos teóricos.

Nos métodos em regime permanente, o fluxo volumétrico de líquido e o gradiente hidráulico são medidos em um escoamento unidimensional, invariante com o tempo. A condutividade hidráulica é obtida através da equação modificada de Darcy. O valor da condutividade é associado ao potencial de sucção e conteúdo de umidade na posição em que o fluxo e o gradiente são medidos.

A condutividade hidráulica, assim como o potencial de sucção, é uma função histerética, isto é, obtêm-se uma relação diferente dependendo se o meio é umedecido ou secado. Para se obter a condutividade no processo de drenagem, realiza-se uma série de escoamentos, em regime permanente, com valores cada vez mais negativos de potenciais hidráulicos. Para obter a condutividade no processo de umedecimento, executa-se o procedimento de forma contrária.

Nos métodos em regime transiente, a dependência temporal de alguma característica do escoamento é usada para se obter a condutividade ou difusividade do solo. Os principais métodos são: o método do pequeno incremento em coluna curta, o método do grande incremento em coluna curta, o método da quantidade de movimento, os métodos de infiltração vertical, os métodos de perfis instantâneos, e os métodos da transformada de Boltzmann (Klute, 1972).

No método do pequeno incremento em coluna curta, uma amostra de solo (de 1 a 5 cm de espessura) é colocada em uma célula de pressão. Existe uma certa pressão da fase gasosa onde o equilíbrio hidráulico é estabelecido. Para um pequeno incremento da pressão do gás, inicia-se o processo de eliminação de água da amostra de solo. A dependência temporal do fluxo de água é usada para determinar a difusividade hidráulica do solo. Pode-se usar incrementos de sucção aplicados à água, atrás da placa porosa, causando a drenagem da amostra, em vez da aplicação de incrementos de pressão da fase gasosa. Os trabalhos de Gardner (1956); Miller and Elrick (1958); Rijtema (1959); e Kunze and Kirkham (1962), apresentam mais detalhes sobre o método.

No método do grande incremento em coluna curta, aplica-se um grande incremento de pressão na amostra de solo e mede-se a vazão de água. Considerando que o conteúdo de umidade é aproximadamente uniforme na amostra, Gardner (1962) obteve uma relação para determinar a difusividade do solo. Como somente um equilíbrio precisa ser alcançado, o método tem a vantagem de ser rapidamente

executado. Além disso, fornece resultados comparáveis aos do método do pequeno incremento em coluna curta. O trabalho de Doering (1965) apresenta os detalhes dessa técnica.

O método da quantidade de movimento requer a medida da variação temporal da quantidade de movimento de colunas de solo em infiltrações horizontais. Essa técnica foi proposta por Zaslavsky and Ravina (1965) e aplicada por Youngs (1968).

Numa infiltração vertical de cima para baixo, após um determinado tempo, o gradiente do potencial matricial próximo à superfície tende a zero, e nesses casos a frente de umidificação move-se com velocidade constante. O fluxo de água é então numericamente igual à condutividade hidráulica para o conteúdo de umidade da superfície superior da coluna, ver Equação (2.15). Dentre os métodos de infiltração vertical destacam-se: o método de Youngs (1964) e o método de Hillel and Gardner (1970).

O método de Youngs estabelece um procedimento baseado nesse tipo de metodologia, onde a água é aplicada na superfície através de uma barreira capilar a uma pressão de sucção controlada. Esse tipo de metodologia foi utilizada por Quadri (1988), para uma mistura de areia e caulim, e por Oliveira Jr. (1993), que determinou a condutividade hidráulica do *backfill* como uma função do conteúdo de umidade.

O método de Hillel and Gardner faz uso da resistência de uma membrana porosa para produzir pressões negativas na superfície de contato com a barreira capilar.

As técnicas de perfis instantâneos fazem uso da equação da continuidade na forma integral para o escoamento unidimensional, ou seja:

$$q(z_2, t) = q(z_1, t) - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \quad (6.1)$$

Se o conteúdo de umidade $\theta(z, t)$ é conhecido, a integral pode ser calculada, e se $q(z_2, t)$ ou $q(z_1, t)$ for conhecido, é possível determinar o fluxo desconhecido. Se a distribuição do gradiente hidráulico $h(z, t)$ é também conhecida, o gradiente hidráulico numa determinada posição pode ser avaliado. Portanto, a razão entre o fluxo e o gradiente hidráulico fornece a condutividade hidráulica para o conteúdo de umidade encontrado na posição avaliada.

Já os métodos da Transformada de Boltzmann são baseados na infiltração horizontal de água em uma coluna de solo, unidimensional, homogênea e semi-infinita, onde o efeito gravitacional é desprezado. As seguintes condições inicial e de contorno são admitidas:

$$\begin{array}{llll} \theta = \theta_0 & \text{em } x > 0 & \text{e} & t = 0 \\ \theta = \theta_1 & \text{em } x = 0 & \text{e} & t > 0 \\ \theta = \theta_0 & \text{em } x \rightarrow \infty & \text{e} & t > 0 \end{array}$$

Dentre os métodos da Transformada de Boltzmann destacam-se o método de Bruce & Klute (1956) e o método de Whisler et al. (1968).

No método de Bruce & Klute (1956) se realiza uma infiltração horizontal em uma coluna de solo homogênea, unidimensional e semi-infinita. A grande diferença com relação ao método de Whisler et alii é a maneira como é feita a amostragem dos dados. Neste método se interrompe o processo de infiltração após um determinado tempo t e se mede o conteúdo de umidade em diversas posições (x_i) da coluna de

solo. Dessa forma é possível relacionar a variável de Boltzmann $\eta_i = x_i / \sqrt{t}$ com o conteúdo de umidade θ_i de cada posição avaliada.

No método de Whisler et al. (1968), o sensor de umidade é colocado em uma posição fixa (x) e realiza diversas medições do conteúdo de umidade durante o processo de infiltração. A variável de Boltzmann é obtida a partir de: $\eta_i = x / \sqrt{t_i}$.

Como se pretende neste trabalho obter a condutividade e difusividade hidráulicas do *backfill* com o uso da técnica da reflectometria no domínio do tempo, optou-se pelo uso do método de Whisler et alii. Os detalhes teóricos referentes a este método serão apresentados no próximo item deste Capítulo.

Além de todas as técnicas experimentais apresentadas, existem diversos modelos teóricos que estimam a condutividade hidráulica do solo a partir de propriedades mais fáceis de serem determinadas. Os principais modelos teóricos são o modelo de Wyllie & Gardner, o modelo de Childs and Collis-George (1950), o modelo de Marshall (1958), o modelo de Milington and Quirk (1960, 1961 e 1964), e o modelo de Mualem (1976).

Uma revisão completa de todos os métodos empregados para a determinação da condutividade e da difusividade hidráulicas, até 1971, pode ser encontrada no trabalho de Klute, 1972.

6.2. MÉTODO DE WHISLER ET ALII, 1968

Nesta seção será descrita uma metodologia que permite a determinação experimental da difusividade $D(\theta)$ de um solo em função do conteúdo de umidade θ . A descrição completa da formulação matemática do problema, é encontrada na dissertação de mestrado de Quadri, 1988 e no trabalho original de Whisler et al., 1968. Procura-se aqui, apenas incluir os principais aspectos do método. O conhecimento das equações básicas será de fundamental importância no entendimento do procedimento utilizado para a determinação das incertezas de medição (Apêndice A).

No método de Whisler et al., variação do método de Bruce and Klute (1956), realiza-se uma infiltração horizontal em uma coluna de solo semi-infinita, de seção transversal constante, e com conteúdo inicial de umidade θ_0 constante e uniforme. No tempo $t = 0$ é iniciado o processo de infiltração de água a uma pressão constante ψ_1 , correspondente a um conteúdo de umidade θ_1 . Um esquema ilustrativo do sistema utilizado é mostrado na Figura 6.1.

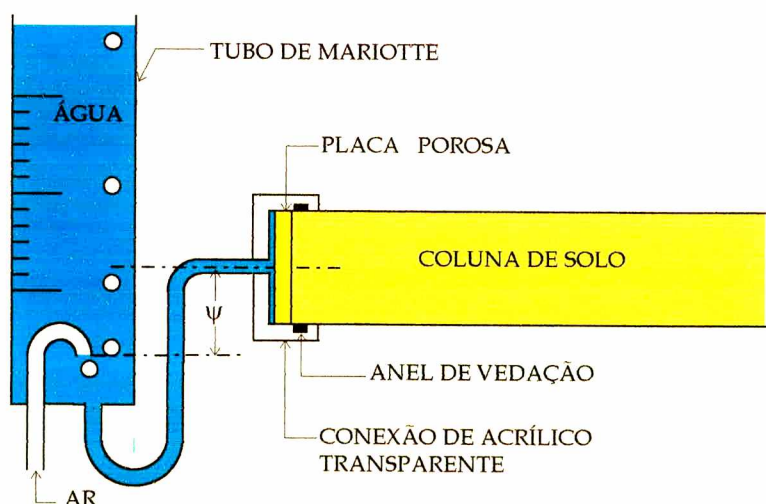


Figura 6.1 - Esquema ilustrativo da bancada experimental para o método de Bruce & Klute, 1956.

Partindo da equação diferencial do transporte isotérmico de umidade no meio poroso, Equação (2.19), tem-se, para o caso unidimensional, desprezando os efeitos gravitacionais, a seguinte equação:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad \text{onde } \theta = \theta(x, t) \text{ e } D = D(\theta) \quad (6.2)$$

que possui as seguintes condições de contorno e iniciais:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta_0 & \text{para } x > 0 & \text{ e } t = 0 \\ \theta &= \theta_1 & \text{para } x = 0 & \text{ e } t > 0 \\ \theta &= \theta_0 & \text{para } x \rightarrow \infty & \text{ e } t > 0 \end{aligned} \quad (6.3)$$

Utilizando a Transformada de Boltzmann, ou seja:

$$\eta(\theta) = \frac{x}{\sqrt{t}} \quad (6.4)$$

gera-se uma função unívoca entre θ e η . Nesse caso, a equação diferencial parcial se transforma numa equação diferencial ordinária com novas condições de contorno. Resolvendo esta equação, obtêm-se:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{d\eta}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta} \eta d\theta \quad (6.5)$$

A relação entre as variáveis η e θ pode ser obtida experimentalmente. O tipo de curva obtido é semelhante ao apresentado na Figura 6.2. Uma vez obtida essa relação, determina-se o valor de $D(\theta)$ entre θ_0 e θ_1 .

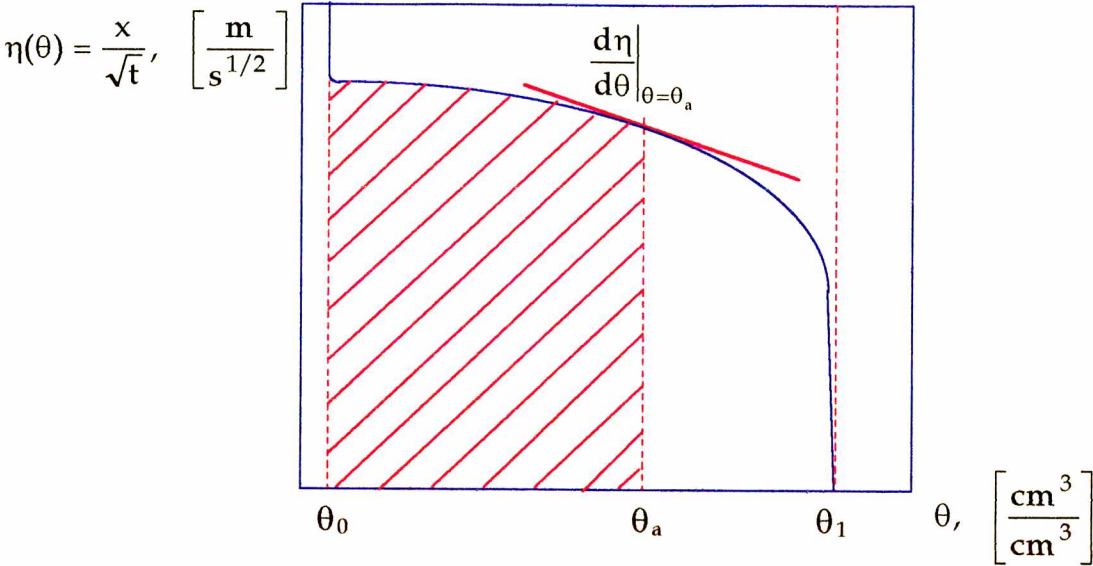


Figura 6.2 - Relação entre η , transformação de Boltzmann e θ , conteúdo de umidade.

Duas são as maneiras de se obter a relação entre η e θ . Uma mantendo o tempo constante e a outra mantendo a posição onde são feitas as medidas do conteúdo de umidade, constante.

No primeiro método, tempo constante, interrompe-se o processo de infiltração após um determinado tempo t . Feito isso, mede-se o conteúdo de umidade em diversas posições x ao longo da coluna de solo. A quantidade de posições avaliadas deve ser suficientemente grande de forma a se obter uma curva suave.

Para determinação da umidade em diversas posições, pode-se utilizar métodos destrutivos e não destrutivos. Quadri (1988) utilizou a técnica do corte da coluna em diversas fatias de 1 cm, secagem e pesagem das amostras para a determinação do conteúdo de umidade. O solo utilizado por esse autor consistia numa areia misturada com caulin (para aumentar o potencial de sucção do meio poroso). Oliveira Jr. (1993) também utilizou a mesma técnica, entretanto secou amostras com 2 cm de altura. O solo estudado foi o solo de reaterro de cabos elétricos de alta tensão. Neste caso, a presença de pedregulhos dificulta bastante o processo de corte da coluna de solo.

Apesar da técnica gravimétrica apresentar as menores incertezas de medição, a utilização deste método destrutivo gera erros devidos à redistribuição de umidade durante o processo de corte, mesmo que pequenos em alguns casos. Apesar das dificuldades na aplicação desta técnica, a maior limitação de ensaios destrutivos é a impossibilidade de repetição de um experimento nas mesmas condições, além disto não é possível acompanhar a evolução temporal de um fenômeno físico.

Para a determinação do conteúdo de umidade através de uma técnica não destrutiva, pode-se usar a gamametria (atenuação por raios gama), onde o equipamento é deslocado ao longo da coluna que contém o meio em estudo. Além deste método, pode-se utilizar a técnica da reflectometria no domínio do tempo (RDT).

No segundo método, posição constante, coloca-se o sensor de umidade em uma posição conhecida da coluna de solo e inicia-se o processo de infiltração. Enquanto o tempo vai passando, a frente de umidificação vai se deslocando ao longo do meio poroso e o sensor vai indicando os conteúdos de umidade relativos a cada tempo. Deve haver um grande número de aquisições, principalmente quando a frente de molhamento se encontrar próxima ao sensor.

Para a determinação do conteúdo de umidade como uma função do tempo, duas técnicas são as mais utilizadas: a gamametria e a técnica RDT. A gamametria tem a vantagem de não ser intrusiva, permitir uma resposta relativamente rápida e fornecer resultados com incerteza de medição relativamente pequena. Por outro lado, não pode ser utilizada em colunas de solo muito largas, sempre existem riscos em se tratando de um material radioativo, são necessárias calibrações individuais para cada solo, e o custo é relativamente elevado.

A técnica RDT fornece resultados com desvios inferiores a 1,5 % (Topp et al., 1980 e resultados do presente trabalho), permite uma resposta rápida às mudanças

do meio, é simples, ou seja, possui elementos (haste e base) de fácil confecção, e dependendo do tipo de solo, pode-se usar as curvas de calibração encontradas na literatura. A maior restrição é do ponto de vista construtivo. Existem dimensões mínimas da sonda que devem ser respeitadas para que o equipamento forneça resultados satisfatórios. Desta maneira, o volume de medida é grande quando comparado ao da gammametria. Além disso, a introdução da sonda produz uma pequena perturbação no meio de medida.

Para a determinação da difusividade hidráulica do meio, optou-se pelo uso do segundo método, posição constante, onde a determinação do conteúdo de umidade é feita com o uso da técnica da reflectometria no domínio do tempo.

Como o fluxo de umidade na forma de vapor só tem importância para baixas saturações, sua influência na difusão de umidade se restringe às zonas secas. Portanto, a difusividade $D(\theta)$ obtida experimentalmente, será basicamente a difusividade isotérmica associada à migração de água no estado líquido, devido a gradientes de umidade, $D_{\theta l}$. Deve-se ter em mente, no entanto, que para baixos níveis de saturação, a influência da difusividade isotérmica de vapor $D_{\theta v}$ pode ser significativa nos valores obtidos de $D(\theta)$.

A determinação da condutividade hidráulica é feita a partir da difusividade hidráulica e do potencial de sucção do meio em questão. Utiliza-se para isso a seguinte equação (derivada do Capítulo 2):

$$K(\theta) = \frac{D(\theta)}{d\psi/d\theta} = - \frac{D(\theta)}{d(-\psi)/d\theta} \quad (6.6)$$

A Equação (6.6) foi colocada nessa forma pois normalmente a curva do potencial de sucção em função da umidade é traçada com $(-\psi)$ e não ψ , que é um valor negativo.

Obtida a condutividade hidráulica, calcula-se a permeabilidade do solo utilizando a equação abaixo:

$$\kappa(\theta) = \frac{K(\theta)\mu_l}{\rho_l g} \quad (6.7)$$

onde μ_l é a viscosidade do líquido, ρ_l é a densidade do líquido e g é a aceleração da gravidade.

6.3. DESCRIÇÃO DA BANCADA EXPERIMENTAL

Para se aplicar o método de Bruce & Klute (1956) foi necessário se projetar uma bancada específica para este fim. A bancada é composta por um tubo de PVC, três sondas, uma placa porosa, um tubo de Mariotte, um testador de cabos tipo RDT e um micro-computador. A configuração é semelhante à apresentada no Capítulo anterior (Figura 5.2), só que neste caso não foi colocada nenhuma sonda longitudinal e foram colocadas três sondas transversais.

O tubo de PVC tem a finalidade de conter a coluna de solo, permitindo que a compactação possa ser feita mantendo uma densidade a seco uniforme. Esse tubo possui 80 mm de diâmetro interno e 360 mm de altura.

Para permitir o acompanhamento do processo de infiltração foi confeccionada uma janela de acrílico de 20 mm de largura e 300 mm de comprimento. Essa janela foi fixada ao longo do tubo. Além da janela de acrílico, foram confeccionadas três janelas de 32 mm por 18 mm, ao longo do tubo de PVC, para a introdução das sondas do RDT. Para garantir uma perfeita vedação, colocou-se borracha de silicone em todas as juntas formadas.

Em uma das extremidades do tubo instalou-se uma placa porosa. Esta placa tem a propriedade de se manter totalmente saturada, garantindo uma condição de contorno conhecida em uma das extremidades.

Nas laterais do tubo de PVC foram introduzidas 3 sondas retangulares, ver Figura 6.3, que mostra um esquema ilustrativo da bancada de infiltração. A colocação de 3 sondas foi feita para o caso da frente de umidificação avançar mais rapidamente que o esperado. Nestas situações, o número de pontos obtidos enquanto a frente estivesse atravessando a sonda seria muito pequeno. Dessa maneira mais pontos poderiam ser obtidos apenas conectando o RDT à sonda seguinte, e assim por diante.

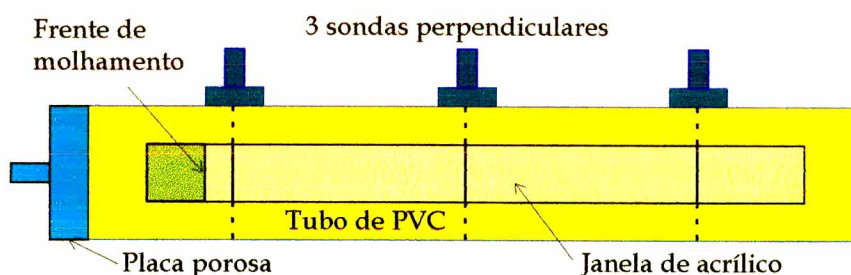


Figura 6.3 - Esquema ilustrativo da bancada para infiltração.

O tubo de Mariotte é utilizado a fim de fornecer água à uma pressão inferior à atmosférica. Foram utilizadas sucções de 10 mm e 86 mm de coluna de água.

Na Figura 6.4 se mostra uma foto da bancada antes da compactação do solo. Nesta figura é possível observar a placa porosa e as sondas de 3 hastes. Na Figura 6.5, por sua vez, é apresentada a bancada completa.

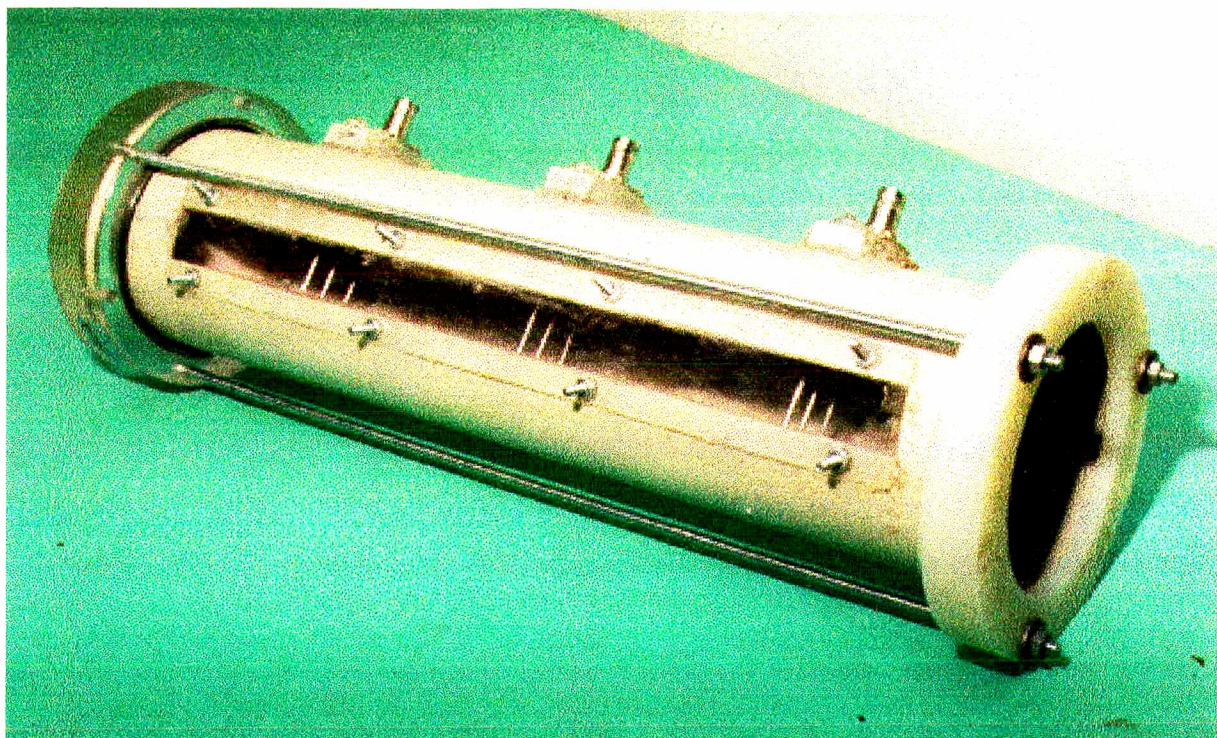


Figura 6.4 - Foto da bancada sem o solo. Detalhe das sondas e placa porosa.



Figura 6.5 - Foto da bancada completa.

6.4. METODOLOGIA EMPREGADA

Foram realizados três ensaios de infiltração horizontal. O primeiro ensaio foi realizado sob sucção de 86 mm de coluna de água e utilizou-se a sonda mais próxima da placa porosa. No segundo ensaio, aproveitou-se o mesmo processo de infiltração, mudando-se a condição de sucção imposta. Neste caso, aplicou-se uma sucção de 10 mm de coluna de água e conectou-se o RDT à segunda sonda. Em ambos os ensaios foram realizadas aquisições de dados a cada 60 segundos.

O aproveitamento de uma mesma coluna de solo para a realização de mais de um experimento foi possível pois o avanço da frente de umidificação foi muito lento. Desta maneira, foi possível obter um número bastante grande de pontos durante o processo de passagem da frente de molhamento.

O terceiro ensaio foi realizado a uma sucção de 5 mm de coluna de água. Este ensaio foi efetuado com a bancada apresentada na Figura 5.2, aproveitando o ensaio utilizado para a detecção de frentes de umidificação apresentado no Capítulo 6. As aquisições de dados foram realizadas a cada 10 minutos.

A execução dos experimentos foi bastante simples. Primeiramente compactava-se o *backfill* no tubo de PVC, mantendo a densidade a seco de 2 g/cm^3 . Realizada a compactação, colocava-se um pedaço de tecido para segurar a coluna de solo durante a sua conexão com a base fixadora da placa porosa. Uma vez saturada a placa porosa, aplicava-se uma sucção na sua face interna. Essa sucção é realizada por meio do tubo de Mariotte. Os meniscos da face externa se deformam de forma a se equilibrarem com o potencial imposto. No tempo $t = 0$ conectava-se a placa porosa com o tubo de PVC. Devido ao potencial de sucção do solo, que é superior ao potencial imposto, inicia-se o processo de infiltração.

6.5. RESULTADOS OBTIDOS

Inicialmente são apresentados os resultados da transformada de Boltzmann versus o conteúdo de umidade para os três experimentos efetuados. Como as condições de sucção foram diferentes é de se esperar que as curvas $\eta \times \theta$ sejam distintas. Nas Figuras 6.6, 6.7 e 6.8 são apresentados os resultados dos experimentos 1, 2 e 3, respectivamente, e na Figura 6.9 são mostrados os resultados dos três experimentos colocados no mesmo gráfico. Nesses gráficos se ajustou uma função cúbica e a equação de Van Genuchten, 1980.

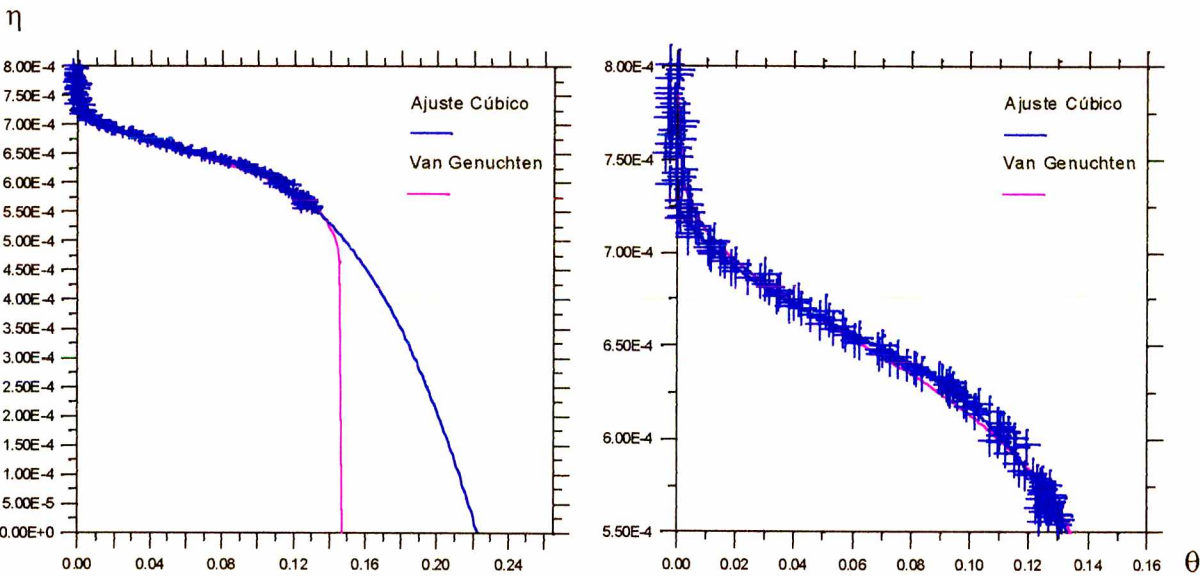


Figura 6.6 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 1.

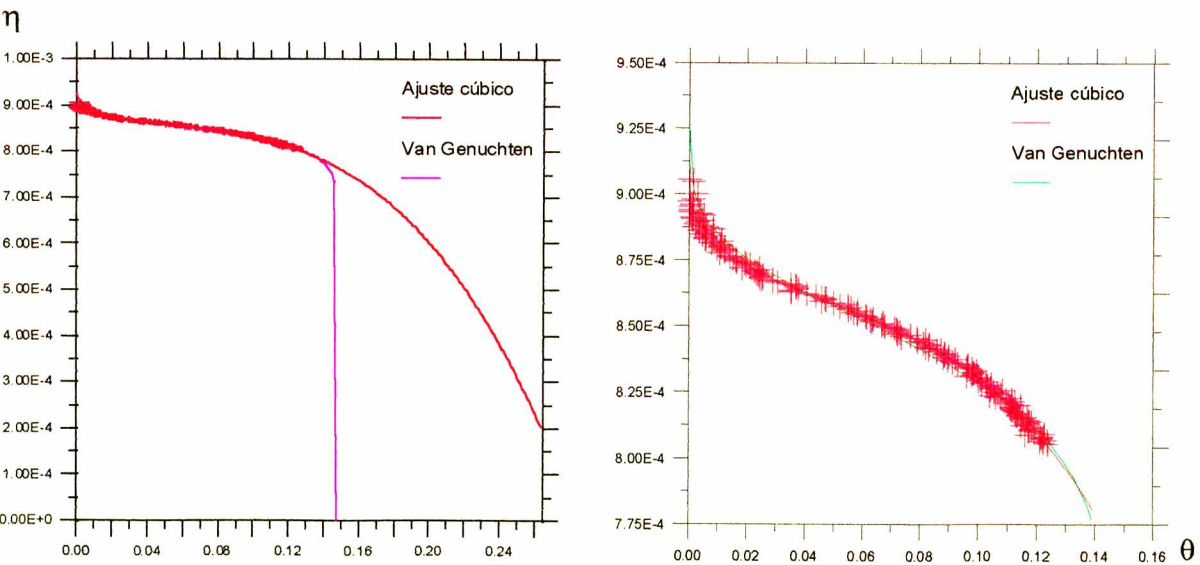


Figura 6.7 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 2.

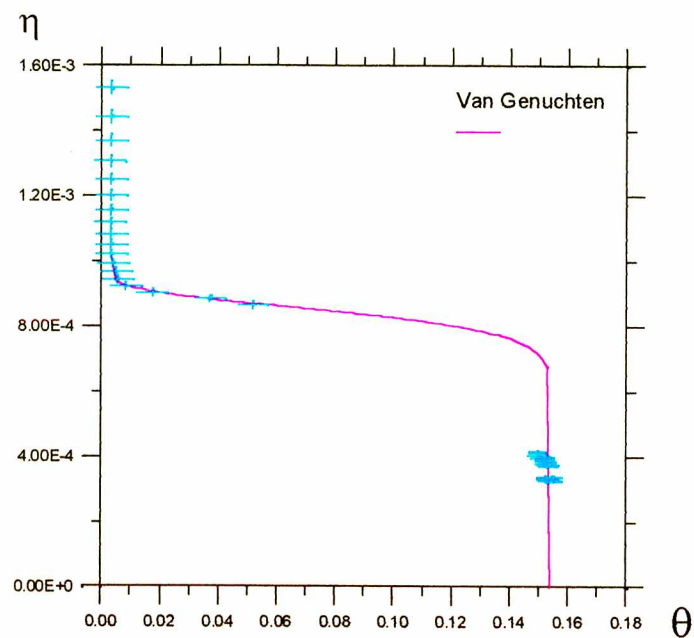


Figura 6.8 - Gráfico de $\eta \times \theta$ para o experimento 3.

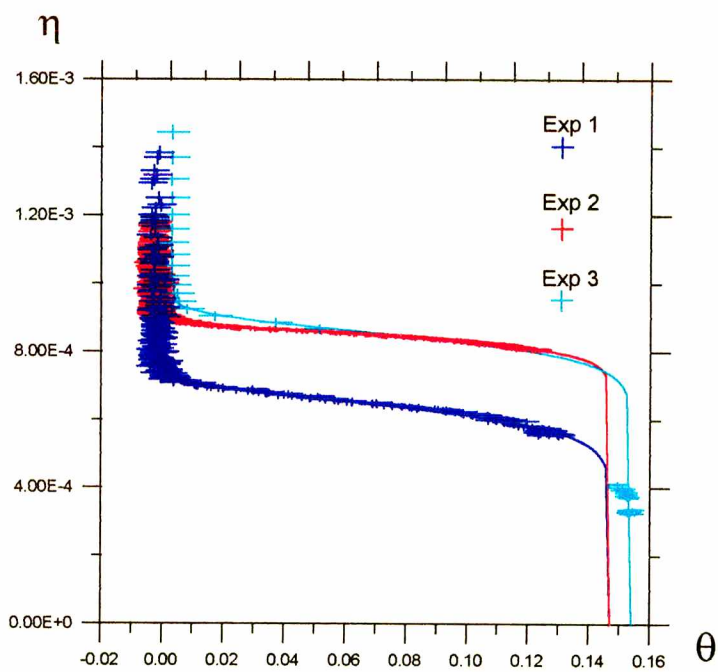


Figura 6.9 - Gráficos de $\eta \times \theta$ para os três experimentos.

Como pode ser visto na Figura 6.9 o tempo de execução dos experimentos 1 e 2 foi relativamente pequeno, principalmente quando comparado ao tempo de infiltração do experimento 3. Nota-se esse fato pois no caso dos experimentos 1 e 2 não foi atingido o conteúdo de umidade de equilíbrio. Por outro lado, o número de

pontos obtidos no experimento 3 foi pequeno, pois houve uma perda de dados durante a execução do ensaio. Verifica-se também que o conteúdo de umidade inicial da coluna de solo utilizada no terceiro experimento foi significativamente maior que o conteúdo de umidade do solo utilizado nos dois experimentos iniciais.

Obtido o gráfico da transformada de Boltzmann versus o conteúdo de umidade é possível determinar a difusividade hidráulica do solo. Para isso basta levantar a relação $\eta = f(\theta)$. No presente trabalho utilizou-se dois tipos de função para representar essa relação. Ajustou-se uma curva cúbica e a equação de Van Genuchten. Na Figura 6.10 é apresentada a difusividade hidráulica (difusividade isotérmica) como uma função do conteúdo de umidade, calculada a partir dos resultados obtidos no primeiro ensaio. Nessa figura são apresentados os resultados obtidos com base nas duas relações ajustadas. Para determinar a difusividade hidráulica do *backfill* para conteúdos de umidade superiores à $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ foi feita uma extrapolação dos resultados. Essa extrapolação somente foi possível para a curva obtida através do ajuste cúbico. Para o caso da curva obtida utilizando o ajuste pela equação de Van Genuchten a extrapolação foi impossível pois a incerteza de medição torna-se maior que o próprio valor da grandeza obtida

Através das Figuras 6.11 e 6.12 é possível confirmar que a técnica da reflectometria no domínio do tempo fornece uma boa reprodutibilidade dos resultados obtidos, apesar dos experimentos serem realizados em condições diferentes. Na Figura 6.11 apresenta-se os resultados dos experimentos 1 e 2 quando ajustados através da equação cúbica. Já na Figura 6.12 são apresentados os resultados obtidos para os experimentos 1, 2 e 3, quando ajustados pela equação de Van Genuchten, 1980.

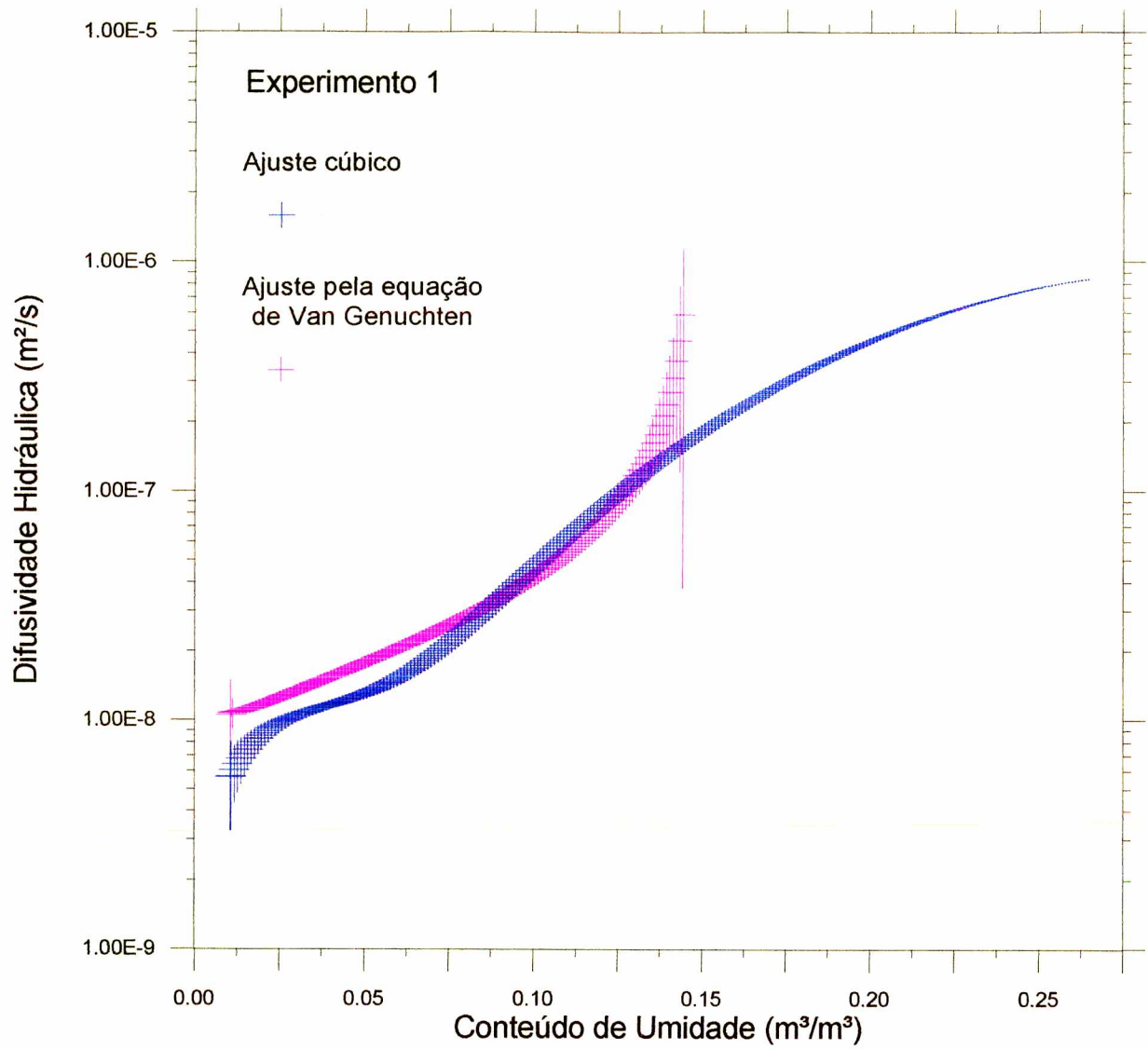


Figura 6.10 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados do experimento 1.

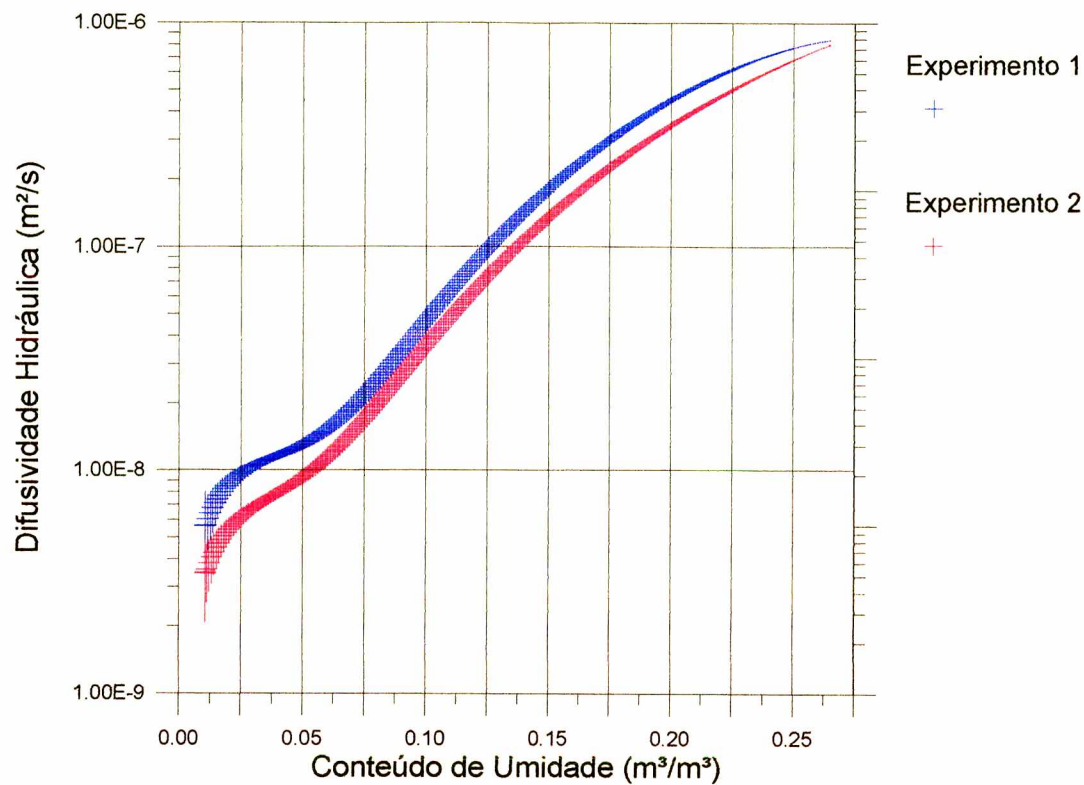


Figura 6.11 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1 e 2, obtidos a partir de um ajuste cúbico.

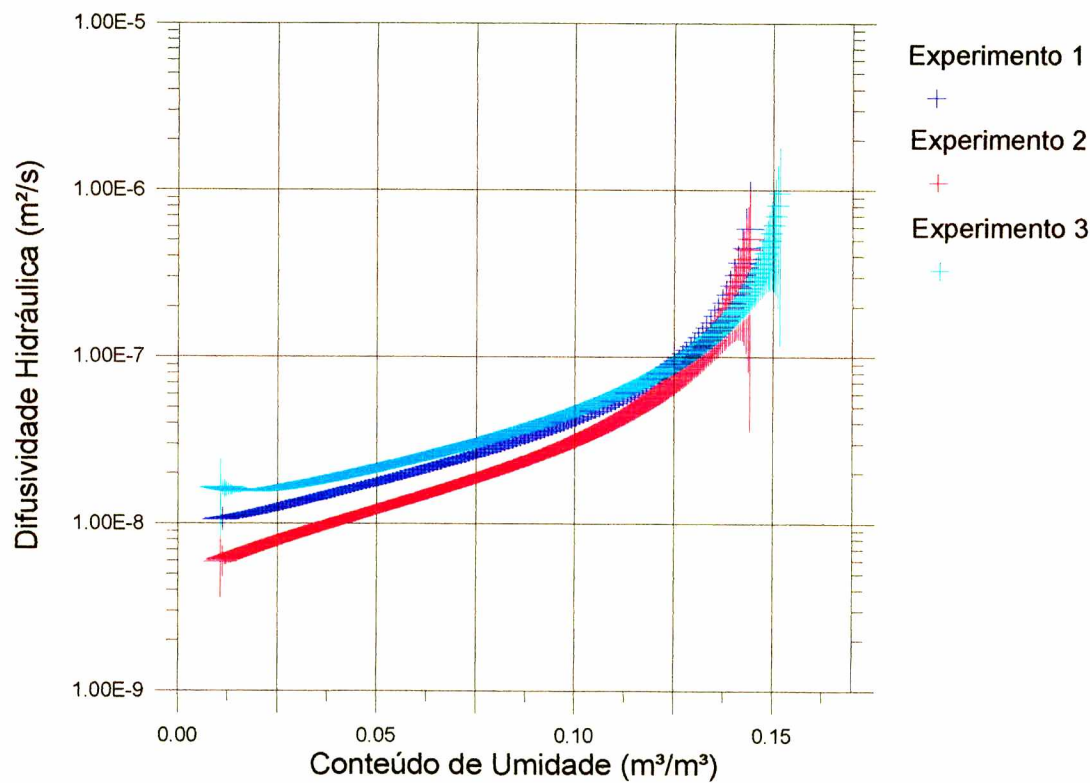


Figura 6.12 - Difusividade hidráulica [m^2/s] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1, 2 e 3, obtidos a partir de um ajuste pela equação de Van Genuchten.

Na Figura 6.13 apresenta-se os resultados da condutividade hidráulica como uma função do conteúdo de umidade. O cálculo da condutividade foi realizado à partir da difusividade e da curva de retenção do solo, obtida por Oliveira Jr. (1993)¹.

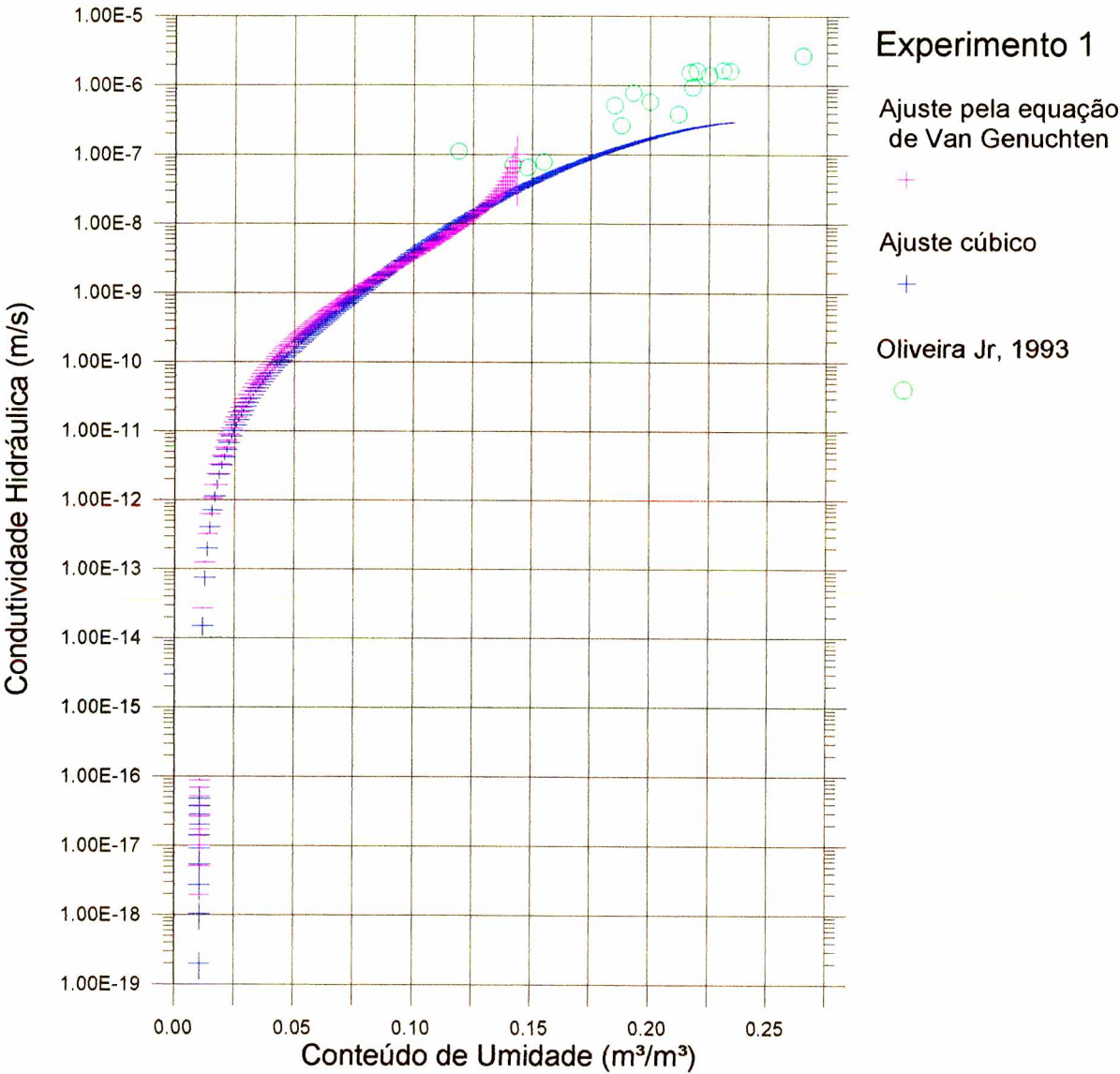


Figura 6.13 - Condutividade hidráulica [m/s] em função do conteúdo de umidade [m³/m³]. Resultados do experimento 1.

Na Figura 6.12 mostra-se o gráfico da permeabilidade do *backfill* em função do conteúdo de umidade. Nessa ilustração compara-se os resultados obtidos com os

¹ É importante ressaltar que a curva de retenção foi obtida para o processo de drenagem e o potencial de sucção é uma função histerética do conteúdo de umidade.

ajustes utilizados com os resultados Oliveira Jr., que ajustou a curva empírica proposta por Gardner (1958).

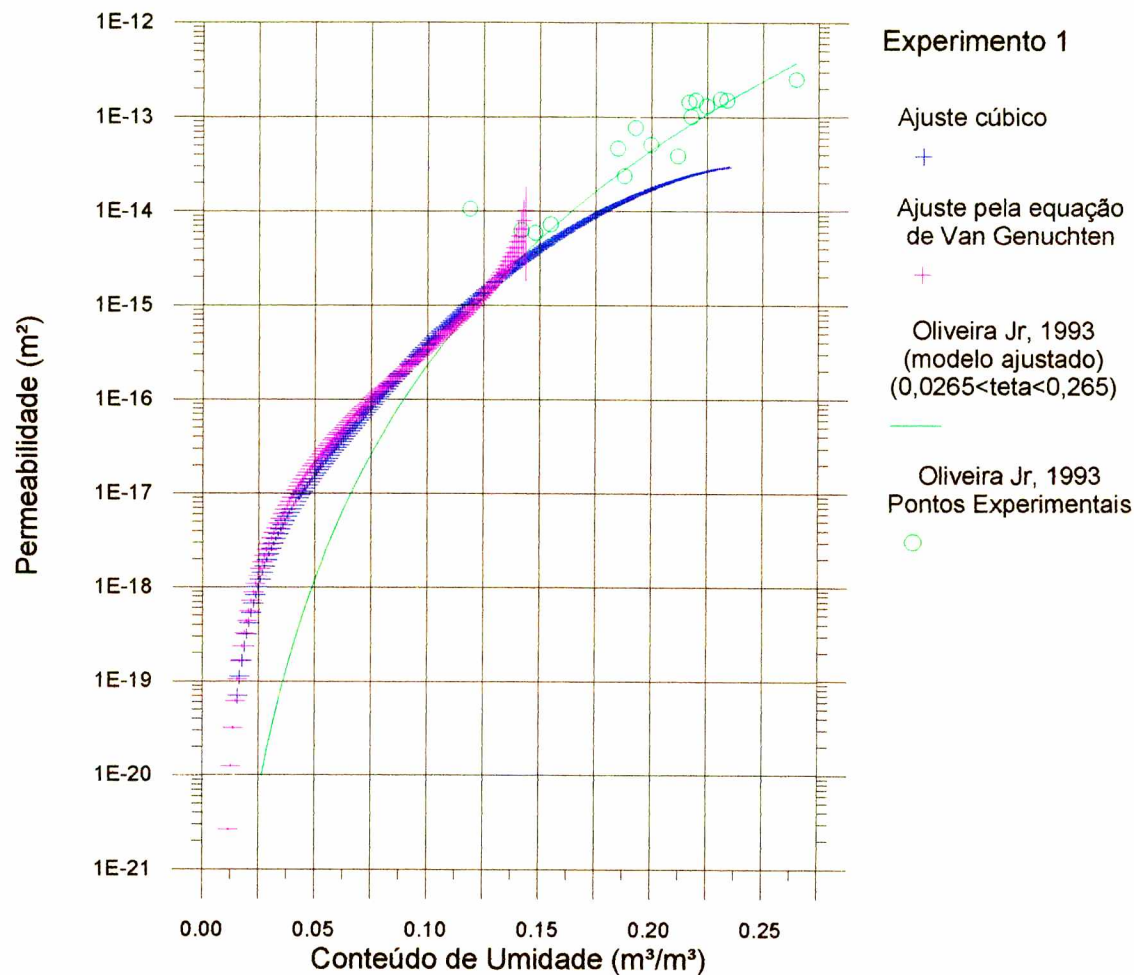


Figura 6.14 - Permeabilidade [m²] em função do conteúdo de umidade [m³/m³]. Resultados do experimento 1.

As Figuras 6.13 e 6.14 foram colocadas com a intenção de mostrar a repetitibilidade obtida nos resultados para os três experimentos realizados.

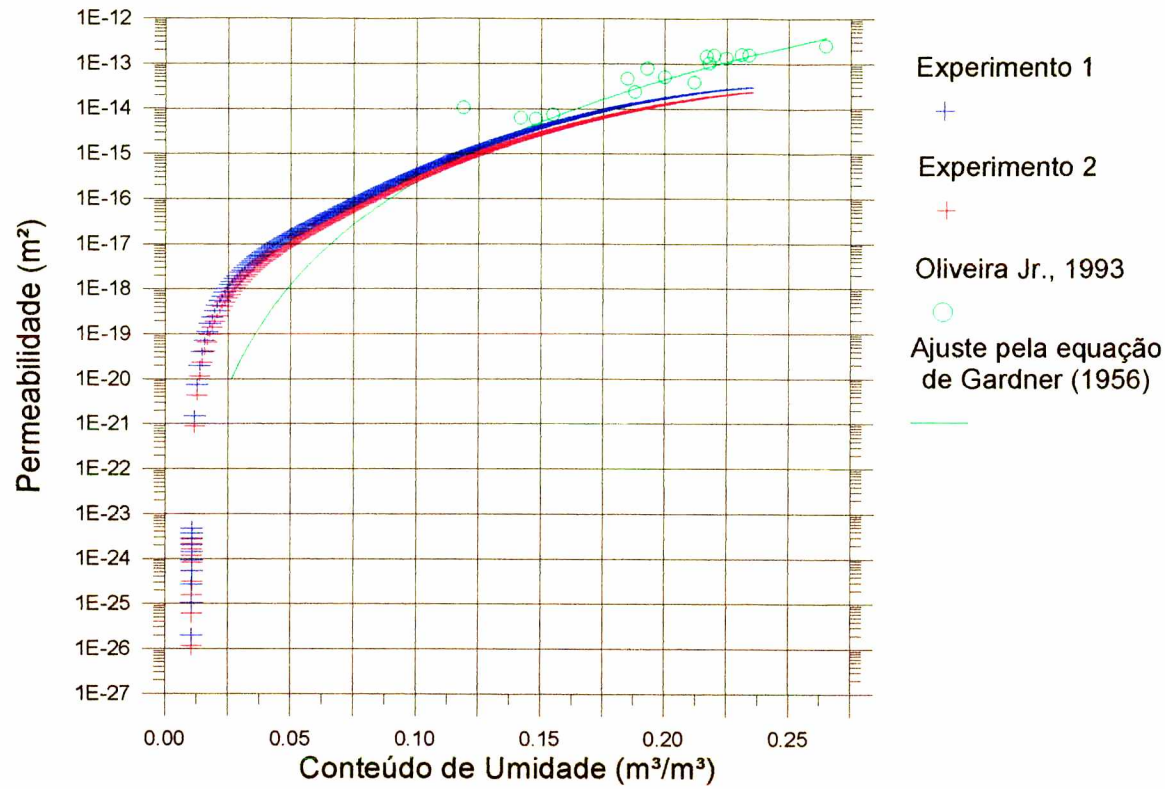


Figura 6.15 - Permeabilidade [m^2] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1 e 2 com base no ajuste cúbico.

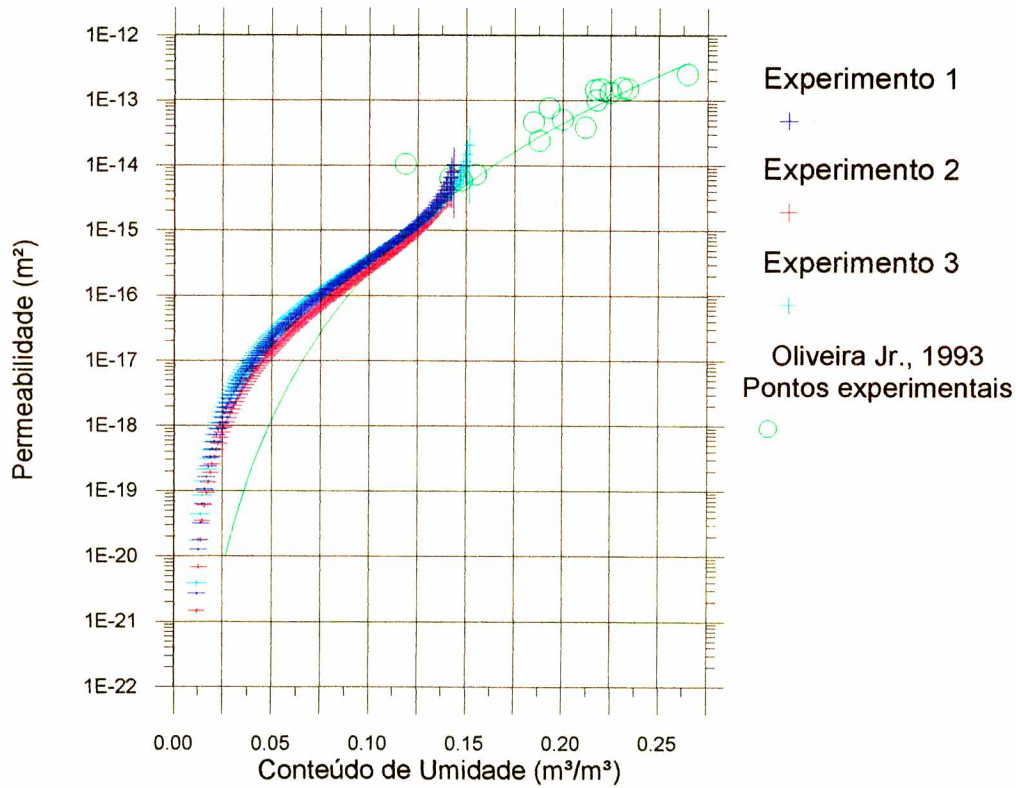


Figura 6.16 - Permeabilidade [m^2] em função do conteúdo de umidade [m^3/m^3]. Resultados dos experimentos 1, 2 e 3 com base no ajuste pela equação de Van Genuchten.

6.6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Verifica-se a partir da Figura 6.9, que relaciona a transformada de Boltzmann com o conteúdo de umidade do solo para os três experimentos executados, que o tempo total de ensaio dos experimentos 1 e 2 foi relativamente pequeno. Dessa maneira é difícil determinar o conteúdo de umidade no qual ocorre o equilíbrio. Entretanto, no experimento 3, executou-se um ensaio com um tempo de duração maior, tornando possível se verificar a umidade na qual ocorre o equilíbrio entre o potencial de sucção imposto na placa porosa e o potencial de sucção do solo. Esse conteúdo de umidade no qual ocorre o equilíbrio foi utilizado como condição de contorno na obtenção das curvas $\eta = f(\theta)$, dos três experimentos, quando se ajusta a equação de Van Genuchten.

Através da curva do potencial de sucção do *backfill* verifica-se que o conteúdo de umidade de equilíbrio (valor obtido em $x = 0$), para as sucções aplicadas deveria situar-se entre $0,259 \text{ m}^3/\text{m}^3$ e $0,262 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (saturações entre 98 % e 99 %). Entretanto, como pode ser visto nas Figuras 6.6 a 6.9, a umidade de equilíbrio nas secções avaliadas, valor este que deve ser um pouco inferior ao conteúdo de umidade de equilíbrio, é muito pequena ($\theta_{eq} = 0,157 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ou $S_{eq} = 59,2 \%$). Por outro lado, é importante salientar que a equação para o potencial de sucção como uma função do conteúdo de umidade foi obtida para o processo de drenagem. Em processos de infiltração a curva se situa abaixo dos valores previstos pelos ensaios de drenagem (ver Figura 6.17). Esta histerese ocorre pois é mais fácil preencher do que esvaziar poros com diâmetros pequenos. Portanto, nos tipos de ensaios efetuados deve haver uma retenção excessiva de ar nos poros de maior dimensão e desta forma a umidade de equilíbrio é baixa.

Devido à baixa umidade de equilíbrio não foi possível determinar a difusividade e a condutividade hidráulicas para saturações acima de 60 %. Desta forma, extrapolou-se as curvas obtidas para poder se comparar com os resultados

Oliveira Jr., (1993), que obteve a condutividade hidráulica e a permeabilidade para saturações superiores a 50 %.

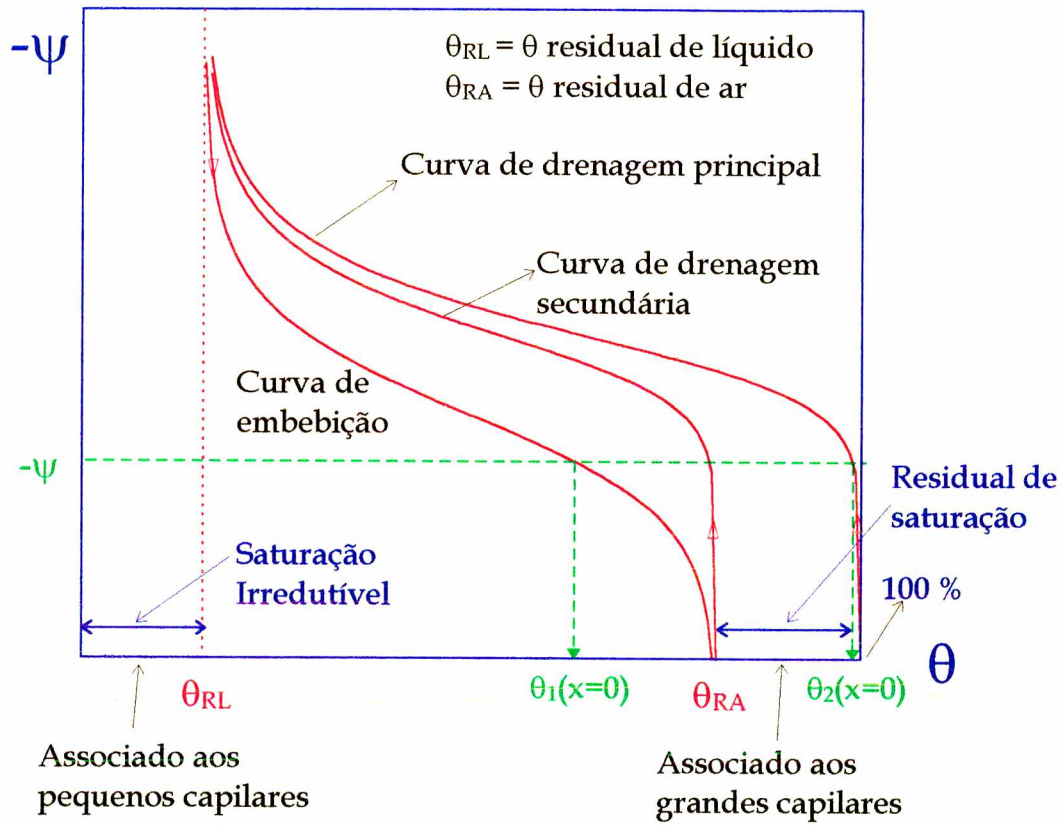


Figura 6.17 - Curvas de potencial de sucção obtidas em processos de drenagem e embebição.

Numa próxima fase deve-se executar alguns experimentos de secagem. Nesses experimentos será possível obter a difusividade e a condutividade hidráulica para níveis de saturação acima de 60 %. Além disto, no caso de cabos elétricos de alta tensão enterrados ocorre secagem e não umidificação do solo.

Ainda com relação a Figura 6.9, nota-se que existe uma pequena diferença nas curvas $\eta = f(\theta)$. Essa diferença é devida ao potencial de sucção imposto na placa porosa. Quanto maior é o potencial imposto maior é o tempo necessário para que a frente de umidificação alcance uma determinada posição. Desta forma, para potenciais de sucção maiores mais abaixo fica a curva $\eta \times \theta$.

Analisando a Figura 6.10 nota-se que existe uma pequena diferença entre a difusividade hidráulica obtida através do ajuste cúbico com àquela obtida no ajuste pela equação de Van Genuchten. Na faixa inicial ($0,0106 - 0,075 \text{ m}^3/\text{m}^3$) o ajuste por Van Genuchten fornece valores de difusividade superiores, pois tanto o módulo da derivada ($d\eta/d\theta$) quanto a integral ($\int \eta d\theta$) são maiores. Entretanto, este resultado é mais correto que o obtido através da equação cúbica, pois a equação de Van Genuchten se ajusta melhor aos dados experimentais (ver Figura 6.6. e 6.7).

Na faixa final ($0,125 - 0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$) o ajuste por Van Genuchten fornece uma derivada muito grande e, dessa maneira a difusividade $D(\theta)$ aumenta muito com θ , fazendo com que a sua incerteza $\delta D(\theta)$ cresça rapidamente. Dessa forma para $\theta > 0,150 \text{ m}^3/\text{m}^3$, a incerteza associada à difusividade é maior que seu próprio valor. Como $D(\theta)$ aumenta de forma mais suave com o ajuste cúbico, utilizou-se esse tipo de equação para extrapolar os resultados. Entretanto, o ajuste cúbico subestima os valores da difusividade e conseqüentemente da condutividade hidráulica.

Verifica-se a partir das Figuras 6.11 e 6.12, que o tipo de equação utilizada não interfere nos resultados obtidos pois para a faixa de $0,0106$ à $0,075 \text{ m}^3/\text{m}^3$, o potencial de sucção do solo possui valores muito elevados e dessa forma a condutividade hidráulica que é obtida a partir da Equação (6.6) torna-se muito pequena independentemente do valor da difusividade hidráulica. As maiores diferenças ocorrem quando o solo se aproxima da umidade de equilíbrio nas secções avaliadas. Nessas situações, o ajuste pela equação de Van Genuchten fornece valores de condutividade hidráulica e permeabilidade superiores aos valores obtidos através do ajuste cúbico.

Com relação à permeabilidade do *backfill*, verifica-se que as curvas obtidas concordaram relativamente bem com os resultados Oliveira Jr. (1993), apesar do modelo ajustado por esse autor fornecer valores superiores para $\theta_v > 0,150 \text{ m}^3/\text{m}^3$ e valores inferiores para $\theta_v < 0,100 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Existem algumas prováveis explicações para as diferenças encontradas. Em primeiro lugar, o tipo de curva ajustada interfere bastante nos resultados obtidos. A curva de ajuste cúbico subestima o valor da permeabilidade enquanto a curva de ajuste por Van Genuchten não permite uma extrapolação dos dados.

Em segundo lugar, como já foi observado por Quadri (1988), o método de infiltração vertical proposto por Youngs (1964) fornece valores de permeabilidade superiores ao método de infiltração horizontal (utilizado neste trabalho). Além disso, tanto Quadri (1988) quanto Oliveira Jr., (1993) observaram uma forte dispersão dos resultados medidos, que pode dificultar na identificação de uma curva média.

Verifica-se também que o número de pontos obtidos por Oliveira Jr., ou seja 16 pontos é relativamente pequeno quando comparado com o número de pontos obtidos neste trabalho (mais de 150). Dessa forma podem ocorrer desvios significativos na curva empírica ajustada, uma vez que a incerteza associada à apenas uma medida têm uma importante influência no ajuste obtido.

Outra provável causa para as diferenças encontradas é a não obtenção de resultados para saturações superiores à 60 %, obrigando a extrapolação dos dados.

De qualquer maneira, houve uma concordância bastante boa com os resultados obtidos por Oliveira Jr., uma vez que a permeabilidade é uma propriedade muito difícil de ser medida, tanto que uma das formas de determinar essa propriedade é a partir de modelos teóricos que se baseiam na medição de propriedades mais simples como o potencial de sucção do meio, a porosidade e a curva de distribuição granulométrica.

Outro fato interessante de ser observado encontra-se nas Figuras 6.13 e 6.14. Nessas ilustrações verifica-se que houve uma boa repetibilidade dos dados obtidos

nos três ensaios realizados, confirmando a potencialidade dessa técnica como instrumento na medição de propriedades do meio poroso.

Portanto, para saturações superiores a 60 %, recomenda-se utilizar a relação empírica obtida por Oliveira Jr. (1993), enquanto que para saturações do solo inferiores a 60 %, os resultados obtidos neste trabalho são mais confiáveis.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1. CONCLUSÕES

Verifica-se, através do presente trabalho, a versatilidade e a potencialidade da técnica da reflectometria no domínio do tempo como instrumento de medida de variáveis e propriedades associadas a área de meios porosos.

No Capítulo 4 mostrou-se o procedimento utilizado para a calibração das sondas. Verificou-se que o solo artificial de aterro de cabos elétricos de alta tensão apresenta um comportamento particular. Sua curva de calibração difere substancialmente das curvas de calibração usuais para solos naturais. Adicionalmente, verificou-se que a geometria da sonda exerce uma pequena influência na resposta do equipamento. Todavia, para as configurações utilizadas, as diferenças apresentadas foram pouco significativas, desde que a base da sonda fosse a mesma. Quando se muda a base da sonda ocorre uma alteração maior do sinal de saída, obrigando a realização de uma calibração específica para esse tipo de sonda.

Ainda com relação ao Capítulo 4, constatou-se a influência das variáveis densidade, textura do solo e interação iônica nas curvas de calibração ajustadas. Dessa forma, quando se deseja obter resultados mais confiáveis, necessita-se realizar calibrações específicas para cada solo.

No Capítulo 5 mostrou-se o procedimento utilizado para a monitoração de frentes de umidificação. Realizaram-se experimentos estáticos, com duas camadas com conteúdos de umidade diferentes, onde existe uma superfície de separação fixa e bem definida.

Além disso, foram executados dois ensaios de infiltração horizontal onde realizou-se a alimentação de água a pressão negativa. Nesse segundo tipo de experimento não existe uma superfície de separação bem definida, uma vez que os menores poros são preenchidos primeiramente e só após isso é que os maiores poros são preenchidos. O que existe é uma região onde ocorrem as maiores variações de conteúdo de umidade. Dessa forma, define-se a posição da frente de molhamento como o lugar onde ocorre a variação mais brusca do conteúdo de umidade (posição do gradiente de umidade máximo).

Uma característica interessante, e que pode ser observada na Figura 5.5, é a capacidade técnica RDT de obter o conteúdo de umidade médio contido no volume de solo avaliado. Ou seja, além de permitir uma avaliação de parâmetros locais, a técnica da reflectometria no domínio do tempo permite a quantificação de parâmetros globais.

Ainda no Capítulo 5, verificou-se que tanto nos ensaios estáticos quanto nos ensaios dinâmicos existe uma determinação bastante confiável da posição da superfície de separação ou da frente de molhamento quando se utiliza o RDT.

Outro fato observado foi a tendência a superestimar o conteúdo de umidade da camada de solo a montante da frente de umidificação. Essa tendência foi observada tanto nos experimentos estáticos quanto nos experimentos dinâmicos. Entretanto, os valores verdadeiros encontram-se, na maioria das vezes, dentro das incertezas de medição associadas à cada medida.

Outro aspecto interessante que foi observado é a ordem de grandeza das incertezas de medição. Verifica-se que quanto mais próxima estiver a superfície de separação entre as camadas ou a frente de molhamento das extremidades da sonda, maiores são as deformações do campo eletromagnético produzido devidas a efeitos

de borda. Dessa forma, para superfícies de separação próximas à extremidade da sonda as incertezas de medição associadas são maiores.

No Capítulo 6 se mostrou como determinar a permeabilidade de solos com o uso do RDT. Juntamente com o potencial de sucção, o conhecimento da permeabilidade do solo é indispensável para a aplicação quantitativa da teoria do escoamento em um meio poroso.

Utilizou-se o método de Whisler et alii (1968), que consiste na realização de uma infiltração horizontal em uma coluna de solo unidimensional, homogênea e semi-infinita. Neste método o sensor é colocado em uma posição fixa e realiza a medição do conteúdo de umidade como uma função do tempo.

Verifica-se que houve uma boa concordância entre os resultados obtidos neste trabalho e os resultados obtidos por Oliveira Jr. (1993). A pequena diferença encontrada é devida a alguns fatores já anteriormente discutidos. Esses fatores relacionam-se com a função utilizada para ajustar os valores experimentais ($\eta \times \theta$) obtidos, com o método empregado (infiltração vertical ou infiltração horizontal), com a faixa de umidade avaliada (Oliveira Jr. somente obteve resultados para saturações maiores que 50 %, e no presente trabalho obteve-se resultados para saturações inferiores a 60 %), e com o número de pontos obtidos (Oliveira Jr. obteve 16 pontos, enquanto no presente trabalho foram obtidos mais de 150 pontos). Portanto, para saturações superiores a 60 % é recomendável se utilizar a relação obtida por Oliveira Jr., por outro lado, para saturações inferiores à 60 %, os resultados obtidos no presente trabalho são mais confiáveis.

7.2. RECOMENDAÇÕES

Com relação ao assunto discutido no Capítulo 4, Calibração das Sondas, algumas sugestões serão dadas de forma se a verificar certas características que não ficaram completamente esclarecidas.

Em primeiro lugar é importante se verificar os limites geométricos da sonda onde a técnica RDT têm validade. Conciani, comunicação pessoal (1995) e De P. Herrmann et al. (1995) utilizaram sondas com até 2 m de comprimento e obtiveram bons resultados. Patterson and Smith (1985) declararam não encontrar nenhum problema na utilização de sondas com 10 cm de comprimento ou até mais curtas (Patterson and Smith, 1983). No presente trabalho se utilizaram sondas de 8 cm de comprimento e seu funcionamento foi perfeito. Portanto, é interessante estudar se sondas mais curtas que 8 cm ou mais longas que 2 m funcionam adequadamente.

Em segundo lugar é conveniente estudar melhor a influência do conteúdo de argila, do conteúdo de matéria orgânica, da densidade aparente, da salinidade e da atividade iônica, nas curvas de calibração dos solos. Os solos podem ser elaborados artificialmente, através da mistura controlada desses constituintes em várias matrizes sólidas, onde as frações grossas de cada matriz são compostas predominantemente de silicatos, ou óxidos, ou carbonatos, ou sulfatos. Feito isso, verificar a possibilidade de criar uma curva de calibração universal que leve em conta todas essas variáveis.

Com relação ao assunto dos Capítulos 5 e 6, recomenda-se executar alguns experimentos de secagem. Nesse tipo de experimento será possível avaliar se o RDT superestima ou não o conteúdo de umidade a montante da frente de secagem. Além disso, será possível se obter a difusividade e a condutividade hidráulicas do *backfill* para saturações superiores a 60 %, e dessa maneira realizar uma comparação direta com os resultados de Oliveira Jr. (1993).

Mais especificamente sobre o Capítulo 6, recomenda-se executar alguns experimentos de infiltração vertical, método de Youngs (1964), para verificar a tendência desse tipo de metodologia em superestimar os valores da permeabilidade em relação aos valores obtidos pelo método de infiltração horizontal.

Para finalizar, convém ressaltar que a técnica da reflectometria no domínio do tempo, apesar de existir a uns 20 anos, possui alguns aspectos que ainda não estão completamente desenvolvidos. A principal limitação dessa técnica está na carência de modelos de sonda existentes. É necessário estudar novos tipos de sonda, uma vez que os modelos existentes são apropriados principalmente para aplicações na agricultura. Para aplicações especiais, como no caso de cabos elétricos de alta tensão subterrâneos, necessita-se desenvolver e verificar a possibilidade de adaptar novas configurações de sonda. Portanto, torna-se evidente que a técnica da reflectometria no domínio do tempo, além de sua versatilidade, apresenta diversas potencialidades que ainda estão para serem desenvolvidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABERNETHY, R. B. and THOMPSON, J. W., (1973), **Handbook - Uncertainty in Gas Turbine Measurements**, Technical Report No. AEDC-TR-73-5 (AD-755356).
- ABERNETHY, R. B., BENEDICT, R. P. and DOWDELL, R. B., (1985), **ASME Measurement Uncertainty**, *Journal of Fluids Engineering*, vol. 107, pág. 161-164.
- ARASTOPOUR, H. and SEMRAU, J., **Mathematical Analysis of Two-Phase Flow in Low Permeability Porous Media**, *AIChE J.*, vol. 35, pág. 1710-1718.
- BAKER, J. M. and LASCANO, R. J., (1989), **The Spatial Sensitivity of Time-Domain Reflectometry**, *Soil Science*, vol. 147, pág. 378-384.
- BALADI, J. Y., AYERS, D. L. and SCHOENHALS, R. J., (1981), **Transient Heat and Mass Transfer in Soils**, *Int. J. of Heat and Mass Transfer*, vol. 24, pág. 449-458.
- BRANDON, T. L., MITCHELL, J. K. and CAMERON, J. T., (1989), **Thermal Instability in Buried Cable Backfills**, *J. Geotechnical Engineering*, vol. 115, pág. 38-55.
- BRUCE, R. R. and KLUTE, A., (1956), **The Measurement of Soil Water Diffusivity**, *Soil Science Society of America Procedures*, vol. 20, pág. 458-462.
- CAPUTO, H. P., (1988), **Mecânica dos Solos e suas Aplicações -Vol 1** , *Livros Técnicos e Científicos Editora*, 6.^a edição, Rio de Janeiro, RJ.
- CHILDS, E. C., and COLLIS-GEORGE, N., (1950), **The Permeability of Porous Materials**, *Roy. Soc. (London), Proc.*, vol. A. 201, pág. 392-405.
- CHUDOBIAK, W. J., SYRETT, B. A. and LOLACHER, A. R., (1978), **Assessment of the Use of TDR Open-line Transmission Techniques to Determine Soil Moisture Content**, Ontario Hidro Research Laboratories EPRI EL-2128-LD, vol. 3, Research project 7861, pág. 3.0-3.14.
- CHUDOBIAK, W. J., SYRETT, B. A. and HAFEZ, H. M., (1979), **Recent Advances in Broad-Band VHF and UHF Transmission Line Methods for Moisture Content and Dielectric Constant Measurement**, *IEEE Trans. on Instrumentation and Measurement*, vol. IM-28, pág. 284-289.

- CHOTHIER, B., GAUDET, J. P., ANGULO, R. & GREEN, S., (1994), **Applications de la Méthode TDR (Réflectométrie dans le Domaine Temporel) à la Mesure de la Teneur en Eau et de la Concentration en Soluté les Sols**, Societe Francaise des Thermiciens, Paris.
- CONCIANI, W., (1995), **Comunicação pessoal**, XXIII Congresso Brasileiro de Sistemas Particulados (COBRASP), Maringá, PR.
- DALTON, F. N., HERKELRATH, W. N., RAWLINS, D. S. and RHOADES, J. D., (1984), **Time-domain Reflectometry: Simultaneous Measurement of Soil Water Content and Electrical Conductivity with Single Probe**, *Science*, vol. 224, pág. 989-990.
- DASBERG, S. and DALTON, F. N., (1985), **Field Measurement of Soil Water Content and Bulk Electrical Conductivity with Time-domain Reflectometry**, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 49, pág. 293-297.
- DASBERG, S. and HOPMANS, J. W., (1992), **Time Domain Reflectometry Calibration for Uniformly and Nonuniformly Wetted Sandy and Clayey Loam Soils**, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 56, pág. 1341-1345.
- DE P. HERRMANN, P. S. e CRESTANA, S., (1994), **Uso da Técnica de Reflectometria no Domínio do Tempo para Caracterização Físico-Hídrica de um Meio Poroso**, XXII Encontro Nacional Sobre Escoamentos em Meios Porosos (ENEMP), Florianópolis, SC.
- DE P. HERRMANN, P. S., CONCIANI, W., SOARES, M. M. e CRESTANA, S., (1995), **Medida de Umidade, In-situ, Através da Técnica de Reflectometria no Domínio do Tempo (RDT), do Perfil de um Meio Poroso, Colapsível, com uma Única Antena Segmentada**, XXIII Congresso Brasileiro de Sistemas Particulados, Maringá, PR.
- DE VEAUX, R. D. and STEELE, J. M., (1989), **ACE Guided-Transformation Method for Estimation of the Coefficient of Soil-Water Diffusivity**, *Technometrics*, vol. 31, pág. 91-98.
- DOERING, E. J., (1965), **Soil Water Diffusivity by the One Step Method**, *Soil Sci.*, vol. 99, pág. 322-326.
- FELLNER-FELDEGG, H., (1969), **The Measurement of Dielectrics in the Time Domain**, *Journal of Physic Chemistry*, vol. 73, pág. 616-623.
- FERREIRA, L. S. D., (1987), **Migração de Umidade Causada por Gradientes Térmicos entre Duas Fronteiras Impermeáveis Contendo um Meio Poroso não Saturado**, Dissertação de mestrado, Univ. Fed. de Santa Catarina, Florianópolis, SC.

- FREITAS, D. S., (1995), **Desempenho Térmico de Cabos de Potência Subterrâneos, Incluído Migração de Umidade no Solo e Efeitos Transientes**, Tese de Doutorado, Univ. Fed. de Santa Catarina, Florianópolis, SC.
- FREITAS, D. S., PRATA, A. T. and LIMA, A. J., (1996), **Thermal Performance of Underground Power Cables with Constant Currents in Presence of Moisture Migration in Surrounding Soil**, Accepted for IEEE Transactions on Power Delivery.
- GARDNER, W. R., (1956), **Calculation of Capillary Conductivity From Pressure Plate Outflow Data**, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 20, pág. 317-320.
- GARDNER, W. R., (1962), **Note on the Separation and Solution of Diffusion Type Equations**, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 26, pág. 404-405.
- GONÇALVES Jr, A. A., (1993), **Metrologia - Parte 1, Laboratório de Metrologia e Automação**, Depto. de Engenharia Mecânica, Univ. Fed. de Santa Catarina, Florianópolis, SC.
- GROENEVELT, P. H., DE SWART, J. G. and CISLER, J., (1969), **Water Content Measurement with 60 keV Gamma Ray Attenuation**, *Bull. Inst. Ass. Sci. Hydr.*, vol. 14, pág. 67-78.
- HALL, L. D. and CARPENTER, T. A., (1992), **Magnetic Resonance Imaging: A New Window into Industrial Processing**, *Magnetic Resonance Imaging*, vol. 10, pág. 713-721.
- HARTLEY, J. G., (1987), **Coupled Heat and Moisture Transfer in Soils: A Review**, in *Advances in Drying*, vol. 4, edited by A. S. Mujumdar, pág. 199-248.
- HERKELRATH, W. N., HAMBURG, S. P. and MURPHY, F., (1991), **Automatic, Real-Time Monitoring of Soil Moisture in a Remote Field Area with Time Domain Reflectometry**, *Water Resources Research*, vol. 27, pág. 857-864.
- HILLEL, D. and GARDNER, W. R., (1970), **Measurement of Unsaturated Conductivity and Diffusivity by Infiltration Through an Impeding Layer**, *Soil Sci.*, vol. 109, pág. 149-153.
- HOKETT, S. L., CHAPMAN, J. B. and CLOUD, S. D., (1992), **Time Domain Reflectometry Response to Lateral Soil Water Content Heterogeneities**, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 56, pág. 313-316.
- JACOBSEN, O. H. and SCHJØNNING, P. (1993), **A Laboratory Calibration of Time Domain Reflectometry for Soil Water Measurement Including Effects of Bulk Density and Texture**, *Journal of Hydrology*, vol. 151, pág. 147-157.

- KACHANOSKI, R. G., PRINGLE, E. and WARD, A., (1992), **Field Measurement of Solute Travel Times Using Time Domain Reflectometry**, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 56, pág. 47-52.
- KLINE, S. J., (1993), **The Purposes of Uncertainty Analysis**, *Journal of Fluids Engineering*, vol. 107, pág. 153-160.
- KLUTE, A., (1972), **The Determination of the Hydraulic Conductivity and Diffusivity of Unsaturated Soils**, *Soil Sci.*, vol. 113, pág. 264-276.
- KUNZE, R. J. and KIRKHAM, DON., (1962), **Simplified Accounting for Membrane Impedance in Capillary Conductivity Determinations**, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 26, pág. 421-426.
- LARROSA, C. G. R., CUNHA NETO, J. A. B. e PRATA, A. T., (1995), **Medição do Conteúdo de Umidade de Solos Artificiais Usando a Técnica da Reflectometria no Domínio do Tempo**, Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Sistemas Particulados (COBRASP), Maringá, PR.
- LARROSA, C. G. R., CUNHA NETO, J. A. B. e PRATA, A. T., (1996), **Measurement of Moisture Content of an Artificial Soil Using Time Domain Reflectometry**, Submitted to 4th World Conference on Experimental Heat Transfer, Fluid Mechanics and Thermodynamics.
- LEDIEU, J., DE RIDDER, P., DE CLECK, P. and DAUTREBANDE, S., (1986), **A Method of Measuring Soil Moisture by Time-Domain Reflectometry**, *J. Hydrology*, vol. 88, pág. 319-328.
- MARSHALL, T. J., (1958), **A Relation Between Permeability and Size Distribution of Pores**, *J. Soil Sci.*, vol. 9, pág. 1-8.
- MILLER, E. E. and ELRICK, D. E., (1958), **Dynamic Determination of Capillary Conductivity Extended for Non-Negligible Membrane Impedance**, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 22, pág. 483-486.
- MILLINGTON, R. J. and QUIRK, J. P., (1960), **Transport in Porous Media**, Trans. of 7th Int. Congr. Soil Sci., Madison, vol. I, pág. 97-106.
- MILLINGTON, R. J. and QUIRK, J. P., (1961), **Permeability of Porous Solids**, *Trans. Faraday Soc.*, vol. 57, pág. 1200-1207.
- MILLINGTON, R. J. and QUIRK, J. P., (1964), **Formation Factor and Permeability Equations**, *Nature*, vol. 202, pág. 143-145.
- MOFFAT, R. J., (1982), **Contributions to the Theory of Single-Sample Uncertainty Analysis**, *Transactions of ASME*, vol. 104, pág. 250-260.

- MOFFAT, R. J., (1985), **Using Uncertainty Analysis in the Planning of an Experiment**, *Journal of Fluids Engineering*, vol. 107, pág. 173-178.
- MOYA, R. E. S., DA CUNHA NETO, J. A. B. and PRATA, A. T., (1996), **Experimental Analysis of Unsteady Heat and Moisture Transfer Around a Heated Cylinder Buried into a Porous Medium**, Submitted to 4th World Conference on Experimental Heat Transfer, Fluid Mechanics and Thermodynamics.
- MUALEM, Y., (1976), **A New Model for Predicting the Hidraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media**, *Water Resouces Research*, vol. 12, pág. 513-522.
- NADLER, A., DASBERG, S. and LAPID, I., (1991), **Time Domain Reflectometry Measurements of Water Content and Electrical Conduivity of Layered Soil Columns**, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 55, pág. 938-943.
- OLIVEIRA Jr., A. A. M., (1993), **Caracterização das Propriedades Termo-Hidráulicas de Materiais para Reaterro de Cabos Elétricos de Potência**, Dissertação de Mestrado, Univ. Fed. de Santa Catarina, Florianópolis, SC.
- PATTERSON, D. E. and SMITH, M. W., (1983), **Measurement of Unfrozen Water Content in Saline Permafrost Using Time Domain Reflectometry**, *Permafrost 4th Int. Conf. Proc.*, pág. 968-972.
- PATTERSON, D. E. and SMITH, M. W., (1985), **Comment on "Monitoring the Unfrozen Water Content of Soil and Snow Using Time Domain Reflectometry"** by J. Stein and D. L. Kane, *Water Resour. Res.*, vol. 19, pág. 1573-1584.
- PIRELLI S. A., (1987), **High Voltage Cable Standards**, vol. I.
- QUADRI, M. B., (1988), **Dinâmica de Resposta de Tensiômetros: Desenvolvimento Experimental e Modelação Numérica**, Dissertação de mestrado, Univ. Fed. de Santa Catarina, Florianópolis, SC.
- RICHARDS, L. A. and WEAVER, L. R. (1944), **Moisture Retention by Some Irrigated Soils as Related to Soil Moisture Tension**, *J. of Agricultural Reseach*, vol. 69, pág. 215-235.
- RIJTEMA, P. E., (1959), **Calculation of Capillary Conductivity from Pressure Plate Outflow Data With Non-Negligible Membrane Impedance**, *Netherlands J. Agric. Sci.*, vol. 7, pág. 209-215.
- SELIG, E. T. and MANSUKHANI, A. M., (1975), **Relationship of Soil Moisture to the Dielectric Property**, *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, American Society of Civil Enginnerig, vol. 101 (GT8), pág. 755-770.

- Tektronix SP232 Serial Extended Function Module (for 1502B, 1503B MTDRs), RS-232 Operator Manual, (1993).
- Tektronix 1502C Metallic Time Domain Reflectometer, Tektronix Operator Manual, (1994).
- TOPP, G. C., DAVIS, J. L., and ANNAN, A. P. (1980), **Electromagnetic Determination o Soil Water Content: Measumements in Coaxial Transmission Lines**, *Water Resources Research*, vol. 16, pág. 574-582.
- TOPP, G. C., DAVIS, J. L., and ANNAN, A. P. (1982a), **Electromagnetic Determination of Soil Water Content Using TDR: I. Applications to Wetting Fronts and Steep Gradients**, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 46, pág. 672-678.
- TOPP, G. C., DAVIS, J. L., and ANNAN, A. P. (1982b), **Electromagnetic Determination o Soil Water Content Using TDR: II. Evaluation of Installation and Configuration of Parallel Transmission Lines**, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 46, pág. 678-684.
- VAN GENUCHTEN, M. Th., (1980), **A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils**, *Soil Sci. Soc. Am. Proceedings*, vol. 44, pág. 892-898.
- VARGAS, M., (1978), **Introdução à Mecânica dos Solo**, McGrall-Hill, São Paulo.
- WHISLER, F. D., KLUTE, A. and PETERS, D. B., (1968), **Soil Water Diffusivity from Horizontal Infiltration**, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 32, pág. 6-11.
- YOUNGS, E. G., (1964), **An Infiltration Method of Measuring the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials**, *Soil Science*, vol. 97, pág. 307-311.
- YOUNGS, E. G., (1968), **An Estimation of Sorptivity for Infiltration Studies from Moisture Moment Considerations**, *Soil Science*, vol. 106, pág. 157-163.
- ZASLAVSKY, D. and RAVINA, I., (1965), **Measurement and Evaluation of Hydraulic Conductivity Through the Moisture Moment Method**, *Soil Sci.*, vol. 100, pág. 104-108.
- ZEGELIN, S. J., WHITE, I. and JENKINS, D.R. (1989), **Improved Field Probes for Soil Water Content and Electrical Conductivity Measurement Using Time Domain Reflectometry**, *Water Resources Research*, vol. 25, pág. 2367-2376.

APÊNDICES

APÊNDICE A

ANÁLISE DAS INCERTEZAS DE MEDIÇÃO

A.1. INTRODUÇÃO

Neste apêndice são apresentados os conceitos fundamentais da análise de incertezas, que são a base para a elaboração de uma metodologia clara de avaliação do espalhamento dos dados experimentais obtidos.

Uma vez que toda a medida (x_i) contém erros (δx_i), são necessários métodos para avaliar as imprecisões associadas a ela. A análise de incerteza é a metodologia atualmente empregada para avaliar essas imprecisões. A incerteza de uma medição é diferente do erro associado à essa medição. O erro total de uma medição (δx_i) é a diferença entre o valor verdadeiro (x_v) e o valor medido (x_i). Por outro lado, a incerteza é um valor possível que o erro pode assumir numa determinada medida, com uma determinada probabilidade. Ou seja, cada medida tem uma incerteza associada. A Figura A.1 apresenta a incerteza de um valor específico medido. (Kline, 1985).

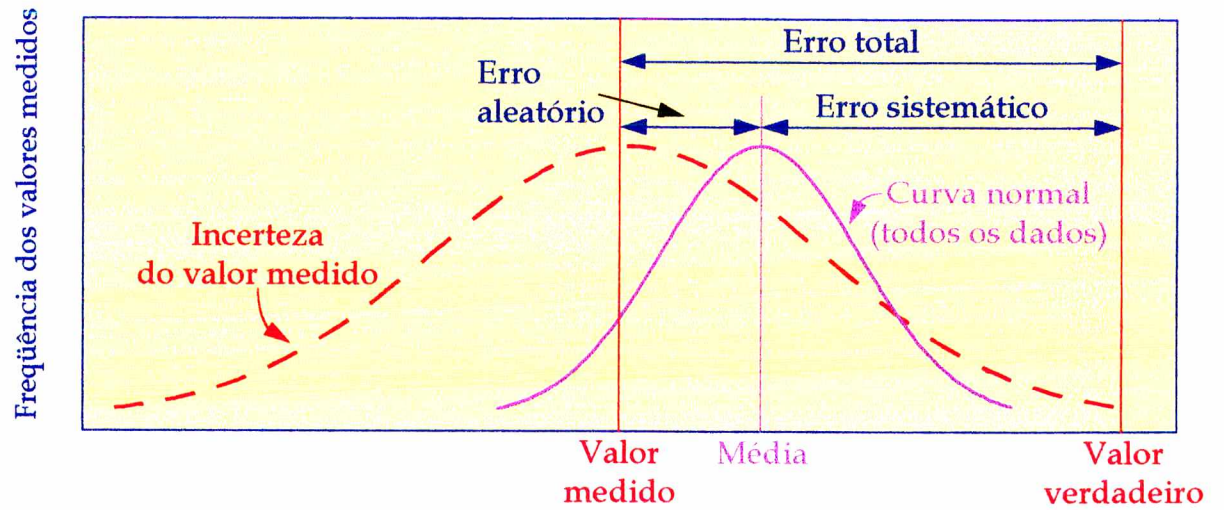


Figura A.1 - Incerteza associada à uma medida.

Dois são os principais métodos utilizados para avaliar a incerteza de medição: o método de Abernethy (Abernethy and Thompson, 1973 e Abernethy et alii, 1985) e o método de Moffat (Moffat, 1982 e Moffat, 1985).

O método de Abernethy é adotado pelas normas ASME/ANSI. Neste método, a incerteza é a soma do erro sistemático (β) e $t_{95} \times S$ (que leva em conta 95 % do erro aleatório). O termo S é o desvio padrão da amostra e t_{95} é o coeficiente de Student que leva em conta 95 % dos dados. É um método poderoso e geral, entretanto é mais trabalhoso de ser aplicado, uma vez que são necessárias 20 a 30 repetições para cada experimento. No caso de instrumentação de processos industriais, este método é muito adequado. Primeiramente, devido a parcela significativa do erro sistemático e, em segundo lugar, como existe uma grande aleatoriedade dos dados obtidos, o número de medidas realizadas para cada experimento é muito grande.

No método de Moffat, a incerteza é 2σ (também englobando 95 % dos dados), onde σ é o desvio padrão da população ($\sigma \approx 2,083 S_{20}$). Este método é mais fácil de ser empregado, todavia só deve ser utilizado em experimentos de amostra simples que possuam erros sistemáticos pequenos. Para experimentos que possuam erros sistemáticos desprezíveis, os dois métodos fornecem resultados equivalentes.

Para quantificar a parcela do erro sistemático presente em cada sonda, foi realizada uma calibração com ar e com água destilada. Utilizando a metodologia apresentada no Capítulo 3, calculou-se a constante dielétrica do ar e da água. Verificou-se, através dessa calibração que o erro sistemático da sonda 1 (sonda usada na calibração dos solos) cresce de zero para a constante dielétrica do ar ($K = 1$) até 4,9 para a constante dielétrica da água destilada ($K = 81,5$ p/ $T = 20^\circ\text{C}$), ver Tabela A.1. Em termos de porcentagem, o erro sistemático variou de 0 % até 6,0 % do valor medido. Para a sonda 2 (sonda instalada longitudinalmente na coluna de infiltração), o erro sistemático foi de 6,0 % para o ar e 0,5 % para a água destilada, e para a sonda

3 (sonda de base retangular instalada de forma transversal na coluna de infiltração), 6,0 % para o ar e 0,2 % para a água.

Tabela A.1 - Determinação do erro sistemático para o intervalo de frequências de 1MHz a 1 GHz e temperatura de 22 °C ± 3 °C.

Sonda	Dielétrico	Constante dielétrica real	Constante dielétrica medida	Erro sistemático absoluto	Erro sistemático relativo (%)
1	ar	1,00	1,00 ± 0.07	0	0
	água	81,5	76,6 ± 0,6	- 4,9	- 6,0
2	ar	1,00	1,06 ± 0,01	0,06	6,0
	água	81,5	82,0 ± 0,6	0,5	0,6
3	ar	1,00	1,06 ± 0,03	0,06	6,0
	água	81,5	81,7 ± 1,2	0,2	0,2

Considerando que o erro sistemático varie linearmente com a constante dielétrica é de se esperar uma parcela sistemática relativamente pequena, no intervalo utilizado (K_a entre 3 e 18). Dessa maneira, optou-se por utilizar o método de Moffat, que é mais fácil de ser aplicado.

A.2. METODOLOGIA ADOTADA

Num experimento real, existem inúmeras variáveis que influem direta ou indiretamente no resultado da medição (R), ou seja:

$$R = R(x_1, x_2, x_3, . . . , x_n)$$

(A.1)

No presente experimento, os erros devidos à interpolação de escala, influência de variações temporais, erros associados à calibração do transdutor, variações na geometria da sonda, problemas devidos à má compactação e mistura ineficiente, influência indesejada da base da sonda, entre outros não mencionados ou até mesmo desconhecidos, são fontes de incertezas no resultado de medição.

Segundo Moffat, todo o erro pode ser considerado aleatório, dependendo apenas do nível de repetição utilizado. O nível de repetição é um índice que mede quantos parâmetros são mantidos livres, enquanto os demais permanecem constantes. Segundo este mesmo autor, bastam 3 níveis de repetição para se levar em conta os erros aleatórios introduzidos por todas as variáveis que influem no processo de medição.

O nível de repetição 0 (ordem 0) é o mais simples de todos, nele todas as variáveis são mantidas constantes. É o caso de fotografar-se o indicador do resultado e realizar diversas medidas independentes. Neste caso, o erro de interpolação de escala é a única variável aleatória e o único termo que deve ser incluído.

O valor da incerteza da grandeza x_i nesse nível de repetição é a metade da menor divisão de escala ou outra regra similar. Esse nível de incerteza é denominado $\delta x_{i,0}$, para a variável i . A incerteza de medição δR_0 , associada a este erro, representa a menor incerteza em R que pode ser obtida. O nível de repetição 0 é útil para a fase de planejamento do experimento.

O nível de repetição 1 (ordem 1) é obtido medindo-se um mesmo fenômeno em diversos tempos (20 a 30 vezes). Neste nível de repetição, o tempo é a única variável. O intervalo de incerteza de primeira ordem inclui as variações temporais e as incertezas de interpolação de escala. Para uma distribuição Gaussiana, $\delta x_{i,1}$ é igual a 2σ ou $2,083 S_{20}$ (amostragem de 20 resultados). O valor calculado de δR_1 estima o espalhamento em R que deve ser esperado em leituras repetidas de um mesmo experimento. Esse nível de incerteza é ideal para a fase de desenvolvimento do experimento. É a principal ferramenta quantitativa para avaliar se um experimento está sob controle.

Se o desvio padrão em cada nível de repetição for significativamente superior a $1/2$ de δR_0 (para o nível 0) ou $1/2 \delta R_1$ (para o nível 1), então deve-se suspeitar que existe alguma variável que não está sendo levada em conta no processo de determinação das incertezas de medição. A determinação matemática da incerteza de medição será discutida no próximo item do presente trabalho.

Por fim, no nível de repetição n , todas as variáveis de interesse variam livremente. Para avaliar as incertezas nesse nível de repetição, mudam-se todos os instrumentos por instrumentos do mesmo tipo, a cada medição. O valor de $\delta x_{i,1}$ é dado por:

$$\delta x_{i,n} = \left[(\delta x_{i,cal})^2 + (\delta x_{i,1})^2 \right]^{1/2} \quad (A.2)$$

onde: $\delta_{i,cal} = 2\sigma$ é obtido com base da média das calibrações de instrumentos desse tipo.

O nível de incerteza de orden n inclui as incertezas de calibração, bem como as instabilidades temporais e as incertezas de interpolação. É útil para comparação entre experimentos diferentes e entre experimentos e resultados computacionais.

A.3. FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

O resultado de uma medição de um parâmetro x_i deve ser postulado em função de seu resultado de medição e a incerteza associada com essa medição, assim:

$$\begin{array}{llll} x_i & = & \hat{x}_i & \pm \delta x_i \\ \text{Incerteza absoluta:} & & \text{melhor} & \text{intervalo de} \\ & & \text{estimativa} & \text{incerteza} \end{array} \quad (A.3)$$

$$\text{Incerteza relativa: } x_i = \hat{x}_i \pm \frac{\delta x_i}{x_i} \quad \begin{array}{l} \text{melhor} \\ \text{estimativa} \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{intervalo de} \\ \text{incerteza} \end{array} \quad (\text{A.4})$$

Seja o resultado da medição de uma grandeza dado como na equação (A.1), ou seja:

$$R = R(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n) \quad (\text{A.5})$$

Neste caso, o cálculo da incerteza do resultado pode ser equacionado através da série de Taylor, eliminando-se os termos de ordens mais altas. Assim, temos dois casos:

Incerteza máxima de R:

$$\delta R = \left| \frac{\partial R}{\partial x_1} \delta x_1 \right| + \left| \frac{\partial R}{\partial x_2} \delta x_2 \right| + \left| \frac{\partial R}{\partial x_3} \delta x_3 \right| + \dots + \left| \frac{\partial R}{\partial x_n} \delta x_n \right| \quad (\text{A.6})$$

Incerteza máxima provável de R:

$$\delta R = \left\{ \left(\frac{\partial R}{\partial x_1} \delta x_1 \right)^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial x_2} \delta x_2 \right)^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial x_3} \delta x_3 \right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial R}{\partial x_n} \delta x_n \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (\text{A.7})$$

Quando as grandezas são estatisticamente independentes, a Equação (A.7) pode ser usada para qualquer relação matemática entre R e x_1, x_2 , etc... (Gonçalves Jr, 1993).

No caso da relação entre R e x_1, x_2 , etc... ser expressa por um produto entre as diversas variáveis, ou seja:

$$R = x_1^a x_2^b x_3^c \dots \quad (\text{A.8})$$

a incerteza máxima provável pode ser facilmente colocada na forma relativa, e dessa maneira, obtêm-se a seguinte relação simplificada:

$$\frac{\delta R}{R} = \left\{ \left(a \frac{\delta x_1}{x_1} \right)^2 + \left(b \frac{\delta x_2}{x_2} \right)^2 + \left(c \frac{\delta x_3}{x_3} \right)^2 + \dots \right\}^{1/2} \quad (\text{A.9})$$

A Equação (A.9) é particularmente importante pois mostra a influência relativa de cada termo no resultado de medição. Com base nessa equação é possível se verificar onde se deve ou não aprimorar o método de obtenção das variáveis relevantes no processo.

A.4. ANÁLISE DAS INCERTEZAS DOS EXPERIMENTOS

Dois foram os tipos de experimentos executados. No primeiro tipo de experimentos utilizaram-se colunas de solo com umidade controlada e uniforme, compactadas a densidades constantes. No segundo tipo de experimentos, realizaram-se infiltrações horizontais em colunas de solo compactadas a densidades constantes.

Existem incertezas que são comuns aos dois tipos de experimentos, e incertezas particulares. Dessa maneira, optou-se por se realizar análises separadas para cada tipo de ensaio.

A.4.1. EXPERIMENTOS A UMIDADE CONSTANTE

Dentre os objetivos desse tipo de experimento, destaca-se a obtenção da curva de calibração dos solos ensaiados. Duas são as variáveis obtidas. De um lado a constante dielétrica do solo, K_a (ou, de maneira alternativa, utiliza-se a velocidade de propagação do pulso eletromagnético no solo, V), e do outro a umidade volumétrica do solo, θ_v . Conseqüentemente, a análise de incerteza deve ser fundamentada na obtenção dessas três variáveis principais.

a) **Análise de incerteza de K_a** : Como já foi mencionado no Capítulo 3, a constante dielétrica aparente do solo pode ser obtida da seguinte equação:

$$K_a = \left(\frac{L'}{v'L} \right)^2 \quad (\text{A.10})$$

Utilizando a Equação (A.9) e desconsiderando a incerteza de v' , obtêm-se:

$$\frac{\delta K_a}{K_a} = \sqrt{\left(\frac{2\delta L'}{L'} \right)^2 + \left(\frac{-2\delta L}{L} \right)^2} = 2 \sqrt{\left(\frac{\delta L'}{L'} \right)^2 + \left(\frac{\delta L}{L} \right)^2} \quad (\text{A.11})$$

A incerteza de medição de L é um dado de projeto que foi verificado após a montagem. O valor de δL é 0,1 mm ou 1×10^{-4} m (ver Tabela 4.2).

Para se determinar a incerteza de L' , utilizou-se a metodologia anteriormente descrita. Na Tabela A.2 são apresentados os valores de $\delta L'$, obtidos. Mais detalhes sobre a obtenção da incerteza do comprimento aparente da sonda são apresentados no Apêndice B do presente trabalho.

Tabela A.2 - Estimativa das incertezas de medição de $\delta L'$.

TESTE	Dist/Div (m/div)	Menor divisão de escala (m)	$\delta L'_0$ (m)	$\delta L'_1$ (m)	$\delta L'_n$ (m)
1	0,025	0,001	0,000707	0,000808	0,00808
2	0,050	0,002	0,00141	0,00153	0,00153
3	0,10	0,004	0,00283	0,00364	0,00364
4	0,25	0,010	0,00707	0,00900	0,00900
5	0,5	0,020	0,0141	-	-

onde: $\delta L'_j = \sqrt{(\delta x'_{f,j})^2 + (\delta x'_{i,j})^2}$ pois $L' = x_f - x_i$ (A.12)

e, $\delta x'_{f,j}$, $\delta x'_{i,j}$ são as incertezas de medição do ponto correspondente ao final e ao início da sonda, respectivamente.

Como somente foram construídas 2 sondas e os erros sistemáticos de ambas são muito pequenos, considerou-se o valor de $\delta L'_1 = \delta L'_n$.

b) Análise de incerteza de V: A velocidade de propagação do pulso, V, pode ser obtida da Equação (3.2), ou seja:

$$V = \frac{2L}{t} \quad (\text{A.13})$$

Substituindo a Equação (3.10) na Equação (A.13), obtêm-se:

$$V = \frac{Lv'c}{L'} \quad (\text{A.14})$$

Ou seja, a incerteza de medição dessa variável será:

$$\frac{\delta V}{V} = \sqrt{\left(\frac{\delta L}{L}\right)^2 + \left(\frac{\delta L'}{L'}\right)^2} \quad (\text{A.15})$$

c) **Análise de incerteza de θ_v :** A unidade volumétrica é obtida pelo processo de secagem e pesagem. Dessa maneira, a equação básica utilizada é:

$$\theta_v = \frac{V_{H_2O}}{V_s} = \frac{M_{H_2O}\rho_s}{M_s\rho_{H_2O}} = \frac{M_{H_2O}\rho_s}{M_s} \quad p / \rho_{H_2O} \cong 1 \text{ g / cm}^3 \quad (\text{A.16})$$

Dessa maneira têm-se:

$$\frac{\delta\theta_v}{\theta_v} = \sqrt{\left(\frac{\delta M_{H_2O}}{M_{H_2O}}\right)_{\text{balança}}^2 + \left(\frac{\delta M_s}{M_s}\right)_{\text{balança}}^2 + \left(\frac{\delta\rho_s}{\rho_s}\right)^2} \quad (\text{A.17})$$

onde as incertezas na determinação das massas são devidos às balanças usadas. Essas incertezas são calculadas com base nos erros obtidos na pesagem das amostras colhidas. Verificou-se, a partir da calibração das balanças, que ambas apresentavam erros sistemáticos da ordem de $\pm 0,2 \%$ do valor lido¹. Maiores informações sobre o processo utilizado para a calibração das balanças, bem como os resultados, encontram-se no Apêndice C.

A densidade aparente a seco obtida após a compactação da coluna de solo é dada por:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_t} = \frac{4M_s}{\pi D^2 h} \quad (\text{A.18})$$

onde D é o diâmetro interno do tubo de PVC e h é a altura da coluna de solo compactada.

¹ A balança do NRVA (Núcleo de Refrigeração, Ventilação e Condicionamento de Ar) apresenta erros sistemáticos negativos, enquanto a balança do LMPT (Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termo-Físicas dos Materiais) apresenta erros sistemáticos positivos. Ambos da ordem de $0,2 \%$ do valor lido.

Portanto, as incertezas na determinação da densidade aparente são calculadas da seguinte forma:

$$\left(\frac{\delta\rho_s}{\rho_s}\right)^2 = \left(\frac{\delta M_s}{M_s}\right)^2_{\text{perdas}} + \left(\frac{2\delta D}{D}\right)^2 + \left(\frac{\delta h}{h}\right)^2 \quad (\text{A.19})$$

Na equação (A.19), o primeiro termo após a igualdade representa as incertezas na determinação das massas. Esses valores são devidas à calibração das balanças, bem como às perdas de solo ocorridas durante o processo de compactação. Quando a compactação era realizada em solo seco, havia uma perda considerável de material, devido à grande porcentagem de finos existentes. Nessa condição, fez-se uma avaliação do material perdido, onde verificou-se uma perda de 3,3 % de solo ou seja, 300 g de material para a coluna inteira (9040 g). Para saturações superiores à 20 %, as perdas na compactação diminuíam significativamente, entretanto, para fins de cálculo, considerou-se uma perda de 3,3 % para todas as faixas de umidade, conseqüentemente, não foram consideradas as incertezas devidas à calibração das balanças.

O segundo termo representa a incerteza na determinação do diâmetro do cilindro de solo. Como o cilindro sofre uma pequena dilatação no diâmetro, existe uma ligeira diminuição da densidade aparente do solo. Verificou-se que o diâmetro do cilindro sofre um aumento médio de 0,27 % após a compactação ou 0,4 mm.

O último termo representa a influência da variação da altura da coluna de solo na densidade aparente. Como essa variação, de um modo geral foi muito pequena, optou-se por desconsiderá-la.

Portanto, substituindo a equação (A.19) na equação (A.17), obtêm-se:

$$\frac{\delta\theta_v}{\theta_v} = \sqrt{\left(\frac{\delta M_{H_2O}}{M_{H_2O}}\right)_{balanca}^2 + \left(\frac{\delta M_s}{M_s}\right)_{balanca}^2 + \left(\frac{\delta M_s}{M_s}\right)_{perdas}^2 + \left(\frac{2\delta D}{D}\right)^2} \quad (A.20)$$

Utilizam-se as equações (A.11) e (A.20) para a obtenção das incertezas de K_a e θ_v , e conseqüentemente para a plotagem dos intervalos de incerteza das curvas de calibração $\theta_v \times K_a$. Uma vez obtida a curva de calibração, $\theta_v = F(K_a)$, o erro na determinação de θ_v é dado por:

$$\delta\theta_v = \left(\frac{\partial\theta_v}{\partial K_a}\right)\delta K_a \quad (A.21)$$

A.4.2. EXPERIMENTOS DE INFILTRAÇÃO

Esses experimentos têm dois objetivos principais. Utilizando a sonda que foi introduzida no sentido longitudinal da coluna, pretende-se determinar a posição da frente de umidificação e o conteúdo de umidade médio à montante da frente, conhecido o conteúdo de umidade inicial. Já no caso das sondas que foram introduzidas no sentido transversal, pretende-se medir o conteúdo de umidade médio em posições e tempos conhecidos e, como o uso do método de Whisler et al. (1968), determinar a difusividade e a condutividade hidráulicas do meio poroso.

a) **Determinação de frentes de umidificação:** Com base na metodologia apresentada no Capítulo 3, a posição da frente de umidificação pode ser obtida a partir da Equação (3.12), ou seja:

$$L_s = \frac{L'_s}{v' \sqrt{K_{as}}} \quad (A.22)$$

Portanto a incerteza de medição de L_S será:

$$\frac{\delta L_S}{L_S} = \sqrt{\left(\frac{\delta L'_S}{L'_S}\right)^2 + \left(\frac{1}{2} \frac{\delta K_{a_s}}{K_{a_s}}\right)^2} \quad (\text{A.23})$$

onde $\delta L'_S$ é obtido da Tabela A.2, para o nível de repetição desejado. Para determinar δK_{a_s} utiliza-se a curva de calibração inversa, $K_a = f(\theta_v)$, e a incerteza de medição de θ_v , $\delta\theta_v$, dessa forma:

$$\delta K_a = \left(\frac{\partial K_a}{\partial \theta_v}\right) \delta\theta_v \quad (\text{A.24})$$

A constante dielétrica aparente e conseqüentemente o conteúdo de umidade médio à montante da frente são obtidos a partir da Equação (3.13) e da curva de calibração, respectivamente. Como se trata de uma metodologia equivalente aos experimentos à umidade constante, δK_{a_u} e $\delta\theta_v$ são obtidos das Equações (A.11) e (A.21).

b) Método de Whisler et alii, 1968: De acordo com a metodologia anteriormente apresentada, pode-se obter, de forma experimental, a relação entre as variáveis η e θ . Nesses casos, obtêm-se uma curva semelhante à apresentada na Figura 6.2. Com base nos resultados obtidos, determina-se $D(\theta)$ a partir da seguinte relação:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{d\eta}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta} \eta d\theta \quad (\text{A.25})$$

O comportamento da curva $\eta \times \theta$ pode ser representado por algumas relações matemáticas. Entre elas a equação de Van Genuchten e a equação polinomial de terceiro grau.

b1) Equação cúbica: A relação cúbica é da forma:

$$\eta = A + B\theta + C\theta^2 + D\theta^3 \quad (\text{A.26})$$

onde A, B, C e D são as constantes a serem determinadas de forma a ajustar a curva aos pontos experimentais.

Derivando η em função de θ na Equação (A.26), têm-se:

$$\frac{d\eta}{d\theta} = B + 2C\theta + 3D\theta^2 \quad (\text{A.27})$$

Por outro lado, integrando $\eta(\theta)$ entre θ_0 e θ :

$$\begin{aligned} \int_{\theta_0}^{\theta} \eta(\theta) d\theta &= \int_{\theta_0}^{\theta} A + B\theta + C\theta^2 + D\theta^3 d\theta \\ &= A\theta + \frac{B}{2}\theta^2 + \frac{C}{3}\theta^3 + \frac{D}{4}\theta^4 \Big|_{\theta_0}^{\theta} \\ &= A(\theta - \theta_0) + \frac{B}{2}(\theta^2 - \theta_0^2) + \frac{C}{3}(\theta^3 - \theta_0^3) + \frac{D}{4}(\theta^4 - \theta_0^4) \end{aligned} \quad (\text{A.28})$$

Tratando-se de um ensaio de infiltração em solo seco em estufa a 110 °C, a umidade residual θ_0 é praticamente nula, dessa maneira,

$$\int_{\theta_0}^{\theta} \eta(\theta) d\theta = A\theta + \frac{B}{2}\theta^2 + \frac{C}{3}\theta^3 + \frac{D}{4}\theta^4 \quad (\text{A.29})$$

Substituindo as Equações (A.29) e (A.27) na Equação (A.25), obtêm-se:

$$\begin{aligned} D(\theta) &= -\frac{1}{2}(B + 2C\theta + 3D\theta^2) \times \left(A\theta + \frac{B}{2}\theta^2 + \frac{C}{3}\theta^3 + \frac{D}{4}\theta^4 \right) \\ &= K_1\theta + K_2\theta^2 + K_3\theta^3 + K_4\theta^4 + K_5\theta^5 + K_6\theta^6 \end{aligned} \quad (\text{A.30})$$

onde

$$K_1 = -\frac{BA}{2}, \quad K_2 = -\left(\frac{B^2}{4} + CA\right), \quad K_3 = -\left(\frac{2BC}{3} + \frac{3DA}{2}\right)$$

$$K_4 = -\left(\frac{7BD}{8} + \frac{C^2}{3}\right), \quad K_5 = -\frac{3CD}{4}, \quad K_6 = -\frac{3D^2}{8}$$

resultando em uma equação para a difusividade hidráulica. Essa equação foi obtida a partir da hipótese de uma relação entre η e θ dada pela Equação (A.26).

A incerteza de medição de $D(\theta)$ é dada por:

$$\delta D = \left| \frac{\partial D}{\partial \theta} \delta \theta \right| \quad (\text{A.31})$$

Derivando a Equação (A.30), obtêm-se:

$$\frac{\partial D}{\partial \theta} = K_1 + 2K_2\theta + 3K_3\theta^2 + 4K_4\theta^3 + 5K_5\theta^4 + 6K_6\theta^5 \quad (\text{A.32})$$

$$\text{Portanto, } \delta D(\theta) = \left| K_1 + 2K_2\theta + 3K_3\theta^2 + 4K_4\theta^3 + 5K_5\theta^4 + 6K_6\theta^5 \right| \delta \theta \quad (\text{A.33})$$

$$\text{Como, } K(\theta) = \frac{D(\theta)}{\left(\frac{d\psi}{d\theta}\right)} \quad \text{e} \quad \delta K(\theta) = \left| \frac{\partial K}{\partial \theta} \delta D(\theta) \right| \quad (\text{A.34})$$

$$\text{obtêm-se: } \delta K(\theta) = -\frac{1}{\frac{d\psi}{d\theta}} \delta D(\theta) \quad (\text{A.35})$$

Uma vez que a permeabilidade do meio ao líquido (κ_l) é dada por:

$$\kappa_l = K(\theta) \frac{\mu_l}{\rho_l g} \quad (\text{A.36})$$

a sua incerteza de medição será:

$$\delta\kappa_1 = \frac{\mu_1}{\rho_1 g} \delta K(\theta)$$

(A.37)

b2) Equação de Van Genuchten: A equação de Van Genuchten é comumente utilizada para ajustar os dados experimentais do potencial de sucção como uma função do conteúdo de umidade. Como a relação $\eta = f(\theta)$ possui características semelhantes à curva $\psi = f(\theta)$, optou-se pelo uso dessa equação para ajustar os dados experimentais. A equação de Van Genuchten é dada por:

$$\eta = A \left[\left(\frac{\theta_{eq} - \theta_{ini}}{\theta - \theta_{ini}} \right)^B - 1 \right]^C$$

(A.38)

onde A, B e C são parâmetros a serem determinados via ajuste. O parâmetro θ_{eq} é o valor do conteúdo de umidade de equilíbrio (umidade máxima atingida na coluna de solo após a infiltração) e o parâmetro θ_{ini} é o conteúdo inicial da coluna de solo.

Como neste caso, a integral $\eta d\theta$ é mais fácil de ser obtida numericamente, optou-se por esse processo para a obtenção das propriedades $D(\theta)$, $K(\theta)$ e $\kappa(\theta)$ e de suas incertezas de medição. Construiu-se uma tabela semelhante a Tabela A.3 abaixo.

Tabela A.3 - Determinação numérica das propriedades.

θ_v	$\psi(\theta)$	$\eta(\theta)$	$d\eta/d\theta$	$\int \eta d\theta$	$D(\theta)$	$\delta D(\theta)$	$K(\theta)$	$\delta K(\theta)$	$\kappa(\theta)$	$\delta \kappa(\theta)$
.
.
.

Na primeira coluna colocou-se os conteúdos de umidade variando de $\theta_v = 0,0106$ (umidade residual determinada por Oliveira Jr., 1993) até $\theta_v = \theta_{eq}$ que é a

umidade de equilíbrio na secção onde se encontra a sonda. Utilizaram-se intervalos de conteúdo de umidade bem pequenos, principalmente para solo seco que é onde ocorrem as maiores variações. Na segunda coluna utilizou-se a equação do potencial de sucção como função do conteúdo de umidade, determinado no trabalho de Oliveira Jr.. Na terceira coluna utilizou-se a equação de Van Genuchten ajustada. Na quarta coluna determina-se a derivada de forma numérica, ou seja, $\delta\eta/\delta\theta$ e para a determinação da integral, quinta coluna, utilizou-se a regra do trapézio, que é fácil de ser aplicada. As demais propriedades foram determinadas conforme a metodologia apresentada no Capítulo 6. As respectivas incertezas de medição foram calculadas com base na equação básica (A.6).

APÊNDICE B

OBTENÇÃO DAS INCERTEZAS DE MEDIÇÃO DO COMPRIMENTO APARENTE DA SONDA

As incertezas de medição do comprimento aparente da sonda foram avaliadas para os três níveis de repetição (Apêndice A). Em todos os casos determinou-se o ponto correspondente ao início da sonda e o ponto referente ao final da sonda com as respectivas incertezas de medição. Para o nível de repetição zero, as incertezas de medição do ponto final e inicial da sonda são devidos aos erros de interpolação de escala e nesses casos, δx é a metade da menor divisão de escala. Portanto,

$$\delta L'_j = \sqrt{(\delta x'_{f,j})^2 + (\delta x'_{i,j})^2} \text{ pois } L' = x_f - x_i \quad (\text{B.1})$$

Para o nível de repetição um fez-se uma série de 24 medidas para cada divisão de escala utilizada. As medidas foram realizadas a cada 30 segundos através do programa de aquisição de dados. Portanto, tanto as incertezas devidas à interpolação de escala quanto às incertezas devidas a s variações temporais são avaliadas. A Tabela B.1 apresenta os valores do comprimento aparente da sonda para cada divisão de escala e as respectivas análises estatísticas. A incerteza de medição de ordem um de L' é dada por $2,083 S_{20}$, conforme o método de Moffat, apresentado no Apêndice A.

A incerteza de medição de ordem n não foi avaliada pois quando essa análise foi realizada se dispunha somente de 2 sondas. Além disso os erros sistemáticos de cada sonda eram relativamente pequenos. Portanto, considerou-se que a incerteza de medição de ordem n do comprimento aparente da sonda é igual a sua incerteza de medição de ordem 1, ou seja, $\delta L'_n = \delta L'_1$.

Tabela B.1 - Medição do comprimento aparente do traço para a obtenção das incertezas de medição de primeira ordem. Data: 15-11-1995.

	Dist/div=0,025	Dist/div=0,050	Dist/div=0,100	Dist/div=0,250
	0,151185	0,3321643	0,3347286	0,7109357
	0,1511964	0,3342335	0,3383655	0,7198952
	0,1512319	0,332243	0,3344252	0,7121644
	0,1512477	0,3322541	0,3384643	0,721324
	0,1511708	0,3331279	0,3387286	0,7223268
	0,1513065	0,3341466	0,3346613	0,720165
	0,152222	0,332039	0,3347979	0,7224708
	0,1511316	0,3327178	0,3347272	0,7211707
	0,1513242	0,3325665	0,3347126	0,7203854
	0,1513596	0,3328774	0,3345996	0,7209963
	0,1512477	0,3326519	0,3347979	0,7204159
	0,1512348	0,332927	0,3347979	0,7210933
	0,1512563	0,331735	0,3345528	0,7200089
	0,151181	0,3318487	0,334219	0,7213344
	0,151043	0,3327924	0,3343692	0,7204449
	0,1510261	0,3326029	0,3347286	0,7196521
	0,1511322	0,3329189	0,3345069	0,7071205
	0,1520857	0,3321069	0,3385222	0,7205539
	0,1511192	0,3327178	0,3386621	0,7206706
	0,1513385	0,3327113	0,334347	0,7212917
	0,1512627	0,3326651	0,3346057	0,7211707
	0,1512107	0,3329216	0,3386481	0,7094255
	0,1521521	0,3348295	0,335356	0,7212917
	0,1523462	0,332707	0,3347272	0,7216494
Nº de células =	24	24	24	24
Soma =	3,633012	7,986506	8,055051	17,25796
Média =	0,1513755	0,3327711	0,3356271	0,7190816
Desvio padrão (S ₂₀) =	3,882853E-4	7,34264E-4	1,746833E-3	4,316252E-3
Mínimo =	0,1510261	0,331735	0,334219	0,7071205
Máximo =	0,1523462	0,3348295	0,3387286	0,7224708
$\delta L'_1 = 2,083 * S_{20} =$	0,000808	0,0153	0,0364	0,009
$\delta L'_n = \delta L'_1 =$	0,000808	0,0153	0,0364	0,009
$\delta L'_2 =$	0,000707	0,00141	0,00283	0,00707

APÊNDICE C

CALIBRAÇÃO DAS BALANÇAS

A avaliação dos erros sistemáticos das balanças digitais utilizadas é muito importante na determinação das incertezas de medição do conteúdo de umidade medido através da técnica gravimétrica.

A calibração das balanças foi realizada com base na técnica de comparação. Utilizou-se para isso uma balança analítica com a menor divisão de escala igual a 0,0001 g, ou seja 100 vezes mais precisa que as balanças digitais utilizadas, que possuem a menor divisão de escala igual a 0,01 g. A calibração foi realizada para a faixa de 0 g a 100 g, pois não foram coletadas amostras com mais de 100 g. Para cada massa avaliada foram realizadas diversas medições com a intenção de reduzir a parcela aleatória do erro total, permitindo a obtenção do erro sistemático. As curvas de calibração obtidas para as duas balanças utilizadas são mostradas na Figura C.1.

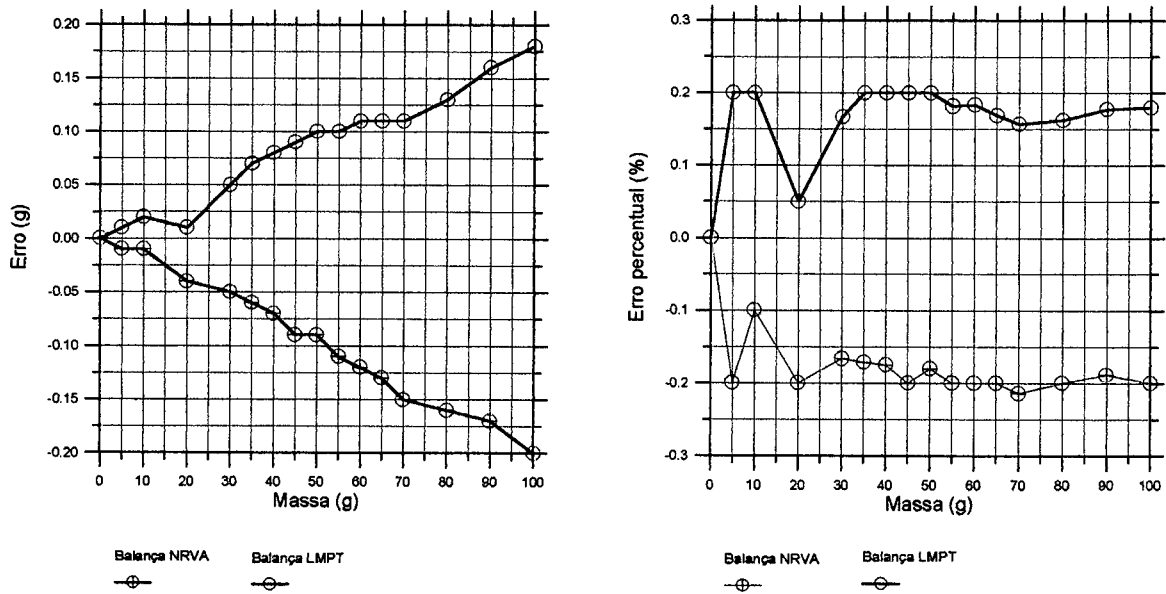


Figura C.1. - Curvas de calibração das balanças utilizadas.

Verifica-se, através desses gráficos que a balança do NRVA (Núcleo de Refrigeração, Ventilação e Condicionamento de Ar) apresenta erros sistemáticos negativos da ordem de 0,2 %, enquanto a balança do LMPT (Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termo-Físicas dos Materiais) apresenta erros sistemáticos positivos.

APÊNDICE D

CALIBRAÇÃO DAS SONDAS

Com o intuito de avaliar os erros sistemáticos das sondas utilizadas, foram feitas calibrações com dois dielétricos conhecidos, ar e água destilada a 20° C. Foram realizadas algumas medidas para cada sonda com a intenção de minimizar o erro aleatório. Na Tabela D.1 são apresentados os resultados obtidos para cada tipo de sonda.

Tabela D.1 - Determinação do erro sistemático de cada sonda.

Sonda 1		Sonda 2		Sonda 3	
Ar	Agua	Ar	Agua	Ar	Agua
1,00 ± 0,01	76,8 ± 0,6	1,06 ± 0,01	82,1 ± 0,8	1,07 ± 0,03	81,6 ± 1,2
1,01 ± 0,01	76,6 ± 0,6	1,07 ± 0,01	82,0 ± 0,8	1,05 ± 0,03	81,7 ± 1,2
1,02 ± 0,01	76,7 ± 0,6	1,05 ± 0,01	81,9 ± 0,8	1,06 ± 0,03	81,7 ± 1,2
1,01 ± 0,01	76,4 ± 0,6	1,06 ± 0,01	82,2 ± 0,8	1,07 ± 0,03	81,9 ± 1,2
0,98 ± 0,01	76,5 ± 0,6	1,07 ± 0,01	81,8 ± 0,8	1,06 ± 0,03	81,8 ± 1,2
0,99 ± 0,01	76,6 ± 0,6	1,07 ± 0,01	82,0 ± 0,8	1,06 ± 0,03	81,8 ± 1,2
1,00 ± 0,01	76,5 ± 0,6	1,04 ± 0,01	82,1 ± 0,8	1,04 ± 0,03	81,7 ± 1,2
média	média	média	média	média	média
1,00 ± 0,01	76,6 ± 0,6	1,06 ± 0,01	82,0 ± 0,8	1,06 ± 0,03	81,7 ± 1,2
erro sistemático	erro sistemático	erro sistemático	erro sistemático	erro sistemático	erro sistemático
0	-4,9	0,06	0,5	0,06	0,2

APÊNDICE E

CORREÇÃO PARA A ESTUFA DE 70 °C

A obtenção do conteúdo de umidade das colunas de solo utilizadas nos ensaios de calibração das sondas foi realizada gravimetricamente. Entretanto, a secagem das amostras coletadas durante a realização dos primeiros experimentos - calibração das duas primeiras configurações de sonda - foi feita em uma estufa que atinge uma temperatura máxima de 70 °C. Dessa forma, a água adsorvida não é retirada e a avaliação gravimétrica do conteúdo de umidade não é feita adequadamente.

Com a intenção de avaliar a parcela de água adsorvida contida no solo estudado (*backfill*), foi realizada a secagem de 15 amostras a 70 °C e posteriormente a 105 °C. A Tabela E.1 mostra os resultados obtidos nesses ensaios.

Tabela E.1 - Avaliação da parcela de água que não foi retirada na secagem em estufa a 70 °C

ENSAIO	θ_v (105 °C)	θ_v (70 °C)
1	$1,10 \times 10^{-4}$	6.42×10^{-4}
2	1.21×10^{-2}	1.18×10^{-2}
3	2.13×10^{-2}	2.07×10^{-2}
4	3.09×10^{-2}	3.06×10^{-2}
5	4.26×10^{-2}	4.18×10^{-2}
6	5.95×10^{-2}	5.88×10^{-2}
7	7.64×10^{-2}	7.57×10^{-2}
8	8.78×10^{-2}	8.78×10^{-2}
9	11.55×10^{-2}	11.48×10^{-2}
10	13.33×10^{-2}	13.20×10^{-2}
11	15.58×10^{-2}	15.54×10^{-2}
12	19.07×10^{-2}	18.98×10^{-2}
13	20.79×10^{-2}	20.73×10^{-2}
14	23.79×10^{-2}	23.70×10^{-2}
15	27.35×10^{-2}	27.20×10^{-2}

É possível notar, através dos resultados, que a parcela de água adsorvida só é relevante para conteúdos de umidade inferiores a $1,2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{m}^3$. Para conteúdos de umidade superiores a esse valor, a maior parte da água encontra-se nos interstícios do meio poroso.

APÊNDICE F

PROGRAMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS

Mais do que simplesmente apresentar a listagem do programa de aquisição desenvolvido, pretende-se, neste Apêndice, mostrar a arquitetura de construção do programa bem como o princípio de funcionamento de suas principais subrotinas.

O programa, elaborado em linguagem Quick Basic, possui as sub-rotinas **programa principal, protocolo, arquivo1, arquivo2, adquirir, ler, visualizar, grid, pause, ajustar, kateta, bordas e encerrar.**

Com a intenção de tornar clara a arquitetura do programa, a explicação de cada subrotina será feita na ordem em que ocorre uma execução normal de uma aquisição de dados.

O **programa principal** coordena a chamada de 4 subrotinas secundárias. Essas sub-rotinas são as sub-rotinas **protocolo, ler, visualizar e encerrar.**

A sub-rotina **protocolo** é uma das partes mais importantes de todo o programa de aquisição de dados. Essa parte do programa contém o protocolo de comunicação com o testador de cabos metálicos tipo RDT (Tecktronix 15XXX). O protocolo consiste basicamente de 4 comandos de controle:

- Request\$ - o programa solicita o reinício da operação;
- Query\$ - o programa solicita o envio da curva obtida;
- Send\$ - o equipamento solicita o envio de instruções;
- Accept\$ - o equipamento está pronto para enviar a curva.

A seguir é apresentado o trecho principal da sub-rotina protocolo.

```
query$ = CHR$(32) + CHR$(130) + CHR$(0) + CHR$(1) + CHR$(251)
request$ = CHR$(2)
send$ = CHR$(6)
accept$ = CHR$(7)
```

```
OPEN "COM1:1200,N,8,1" FOR RANDOM AS #5
PRINT #5, "*" "
```

```
contato$ = INPUT$(1,#5)
SELECT CASE contato$
    CASE send$
        PRINT #5, query$
    CASE accept$
        GOSUB adquirir
    CASE request$
        PRINT "reiniciar"
END SELECT
```

Quando o equipamento estiver pronto para enviar a curva (diretiva accept\$), o controle do programa é transferido para a sub-rotina **adquirir** que faz a aquisição da ordenada dos 250 pontos que compõem a curva. Essa sub-rotina gera o vetor $y(i)$, onde $0 \leq i \leq 250$, e a execução do programa é transferida para a sub-rotina **ajustar**. A sub-rotina **ajustar** executa dois procedimentos principais, suavizar (filtrar) a curva obtida e determinar o comprimento aparente da sonda (distância entre os pontos inicial e final da sonda).

A rotina de suavização é realizada pelo método dos 25 pontos. O valor da propriedade e de sua derivada, no ponto considerado, é calculado com base nos seus

25 vizinhos mais próximos. Gera-se dois vetores $sy(i)$ - vetor suavizado de $y(i)$ - e $dy(i)$ - derivada de $sy(i)$. Esse trecho do programa foi extraído do trabalho de Clothier et al. (1994).

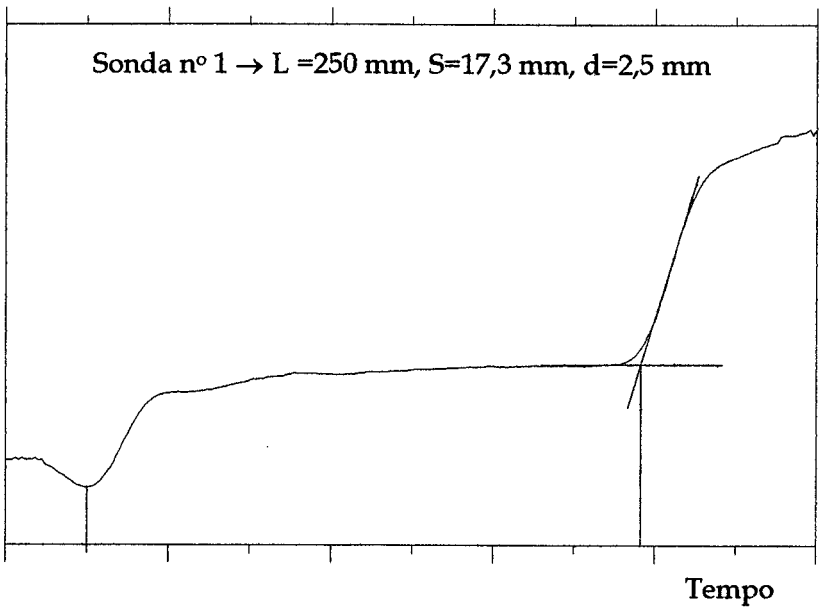


Figura F.1 - Definição dos pontos inicial e final das sondas de base circular.

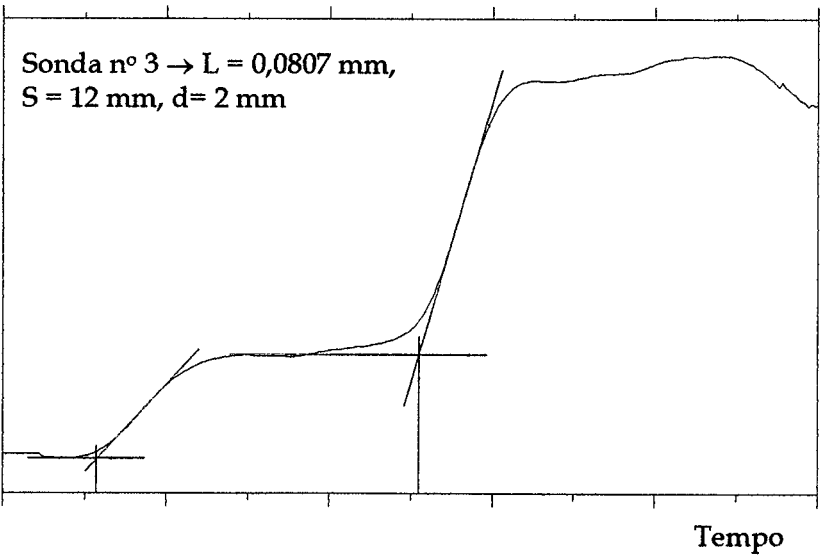


Figura F.2 - Definição dos pontos inicial e final das sondas de base retangular.

Suavizada curva obtida (Figuras F.1 e F.2) é possível determinar os pontos referentes ao início e fim da sonda. O ponto de início da sonda é dado pelo primeiro

ponto de mínimo - sonda de base circular - ou pela intersecção entre a reta tangente à curva no primeiro ponto onde a derivada é nula ou quase nula com a reta tangente ao ponto onde a derivada do trecho seguinte da curva é máxima - sonda de base retangular. O ponto final da sonda é dado pela intersecção entre as retas tangentes, seja para a sonda de base circular quanto para a sonda de base retangular.

Calculado o comprimento aparente da sonda, o controle do programa passa para a subrotina **kateta** que calcula a constante dielétrica do solo (Equação 3.11) e determina o seu conteúdo de umidade através da curva de calibração fornecida. Feito isso, a sub-rotina **grid** desenha o grid para a construção do gráfico e a sub-rotina **visualizar** traça a curva (tanto o traço suavizado quanto o traço obtido) bem como apresenta os pontos correspondentes ao início e final da sonda. A apresentação de ambos os traços (traço obtido e traço suavizado) permite a verificação da existência ou não de amortecimento excessivo do traço obtido, que é um fato que pode ocorrer caso existam gradientes de voltagens muito bruscos. Nesses casos, basta reduzir, através de regulação do equipamento, o valor da escala do eixo das ordenadas.

As demais sub-rotinas do programa executam funções de comunicação com o usuário. As sub-rotinas **arquivo#** são utilizadas na geração dos arquivos de dados. A sub-rotina **arquivo1** gera somente um arquivo ASCII e a sub-rotina **arquivo2** gera uma seqüência de arquivos ASCII no caso de várias aquisições de dados em tempos programados. A sub-rotina **ler** permite a leitura e posterior visualização de uma curva arquivada. A subrotina **pause** é usada no controle de execução do programa. A sub-rotina **bordas** é utilizada para o desenho das janelas de interface com o usuário. E, por fim, a sub-rotina **encerrar** controla o encerramento do programa.